REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Volumen 53 N° 1 1998

53 1
Revista de la Asociación Geológica Argentina
1-144
30 de marzo de 1998
ISSN 0004-4822
Buenos Aires Argentina

Revista de la
Asociación Geológica Argentina

Volume 53, Number 1, March 1998

CONTENTS

ARTICLES

HOMAGE TO DOCTOR ARTURO J. AMOS, pp. 3-7
Abstracts of scientific communications, pp. 8-26

ARTICLES
Petrology, geochemistry and metamorphic conditions of the Achiras Complex, southern Sierra de Comechingones
J. E. Otamendi, M. R. Fagiano, F. E. Nullo and A. E Patiño Douce, pp. 27-40
Considerations on the environmental deterioration during the Arenig-Llanvirnian transition, Ordovician of the Argentine Precordillera
M. G. Carrera and R. A. Astini, pp. 41-56
Las Angosturas granodiorite, Famatina System, Argentina: petrography and chemistry
C. E. Cisterna, pp. 57-68
Paleomagnetism of Sierra de los Cóndores Group (Lower Cretaceous from Cordoba): a local magnetostratigraphic correlation, and its consequences for geological interpretation
S. Geuna, pp. 69-82
Rock magnetism and its application to palaeosols: a pilot study in a loess-palaeosol sequence of the Chacopampean region
C. A. Vasquez, A. M. Walther, M. J. Orgeira, I. M. Di Tomasso, H. Lippai, S. Alonso and J.F.A. Vilas, pp. 83-90
Environmental magnetism: loess and palaeosols of the Buenos Aires Formation (Province of Buenos Aires)
M. J. Orgeira, A. M. Walther, C. A. Vasquez, I. M. Di Tommaso, S. Alonso, G. Sherwood, H. Yuang and J. F. A. Vilas, pp. 91-100
Stromatitic migmatites from Huerta Vieja, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina
A. B. Guereschi and R. D. Martino, pp. 101-116
New evidence of the importance of faulting in the structure of the Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires
R. N. Tomezzoli and E. O. Cristallini, pp. 117-129

COMMENT
Drawing of the continental shelf margin
G. Parker, pp. 130-131

BOOK REVIEW
Geología de la región del Aconcagüa, Provincias de San Juan y Mendoza, V.A. Ramos (Ed.)
E. O. Rolleri, pp. 132-135

MEMORIALS
Carlos Ruiz Fuller (1916-1997)
E. Godoy P., pp. 136
Miguel Angel Uliana (1944-1997)
L. Legarreta, pp. 137-140
Bruno Alberto Juan Baldis (1937-1997)
F. G. Aceñolaza, pp. 141-142

ERRATA
[Article by Villar L. *et al.*, Vol. 52, 4], pp. 142

ON THE COVER

Pyroclastic rocks of La Matilde Formation, Upper Jurassic. In the foreground upright trunks of *Araucaria*. Fossil forest Natural Park, Santa Cruz Province, Argentina. Photo Focus/Buenos Aires, Argentina.

The Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 908558) is published quarterly by Asociación Geológica Argentina, with offices at Maipú 645, 1er. piso, 1006 Buenos Aires, Argentina. Phone & Fax: 54-1-3253104; E-mail: postmaster@aga.edu.ar. Opinions presented in this publication do not reflect official positions of the Asociación Geológica Argentina.
Subscriptions. Subscription for members of the Asociación Geológica Argentina are included in the dues. Non-member subscriptions: US$ 80 (incl. mailing costs). Back issues, if available, may be ordered from the Asociación. Price list on request.

REVISTA DE LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

VOLUMEN 53, NÚMERO 1, MARZO 1998

CONTENIDO

HOMENAJE AL DOCTOR ARTURO J. AMOS 3-7

Resúmenes de Comunicaciones Científicas 8-26

ARTICULOS

Petrología, geoquímica y metamorfismo del Complejo Achiras, sur de la sierra de Comechingones
J. E. Otamendi, M. R. Fagiano, F. E. Nullo y A. E Patiño Douce 27-40

Valoración de las restricciones ambientales durante la transición Arenigiano-Llanvirniano, Ordovícico de la Precordillera argentina
M. G. Carrera y R. A. Astini 41-56

La granodiorita de Las Angosturas, Sistema de Famatina, Argentina: caracterización petrográfica y química
C. E. Cisterna 57-68

Paleomagnetismo del Grupo Sierra de los Cóndores (Cretácico Inferior de Córdoba): correlación magnetoestratigráfica local, y sus consecuencias en la interpretación geológica
S. Geuna 69-82

Magnetismo de rocas y su aplicación a paleosuelos: estudio piloto en una secuencia loess-paleosuelo de la región chacopampeana
C. A. Vasquez, A. M. Walther, M. J. Orgeira, I. M. Di Tomasso, H. Lippai, S. Alonso y J.F.A. Vilas 83-90

Magnetismo ambiental: loess y paleosuelos de la Formación Buenos Aires (Provincia de Buenos Aires)
M. J. Orgeira, A. M. Walther, C. A. Vasquez, I. M. Di Tommaso, S. Alonso, G. Sherwood, H. Yuang y J. F. A. Vilas 91-100

Las migmatitas estromatíticas de Huerta Vieja, sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina
A. B. Guereschi y R. D. Martino 101-116

Nuevas evidencias sobre la importancia del fallamiento en la estructura de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires
R. N. Tomezzoli y E. O. Cristallini 117-129

COMENTARIOS

Delimitación del borde exterior de la plataforma continental
G. Parker 130-131

COMENTARIO BIBLIOGRAFICO

Geología de la región del Aconcagüa, Provincias de San Juan y Mendoza, V.A. Ramos (Ed.)
E. O. Rolleri 132-135

NOTAS NECROLOGICAS

Carlos Ruiz Fuller (1916-1997)
E. Godoy P. 136

Miguel Angel Uliana (1944-1997)
L. Legarreta 137-140

Bruno Alberto Juan Baldis (1937-1997)
F.G. Aceñolaza 141-142

ERRATA

[Artículo por Villar, L. *et al.*, Vol. 52, 4] 142

TAPA

Rocas piroclásticas de la Formación La Matilde, Jurásico superior. En primer plano troncos *in situ* de *Araucaria*. Monumento Natural de los Bosques Petrificados, Provincia de Santa Cruz, Argentina. Foto Focus/Buenos Aires, Argentina.

La Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 908558) es publicada trimestralmente por la Asociación Geológica Argentina, con sede en Maipú 645, 1er. piso, 1006 Buenos Aires, Argentina. Tel.-Fax: 54-1-3253104; E-mail: postmaster@aga.edu.ar. Las opiniones vertidas en esta publicación son responsabilidad de los autores y no reflejan posiciones oficiales de la Asociación Geológica Argentina.

Suscripciones. El precio de la suscripción para los miembros de la Asociación Geológica Argentina está incluido en la cuota anual. Precio de la suscripción para otras personas e instituciones es: U$S 80 (incl. costos de envío). Precios y pedidos de números anteriores disponibles deben efectuarse a la Asociación.

This one

8LKT-D4P-S1PN

REVISTA

ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA

Miembro de la *American Association of Petroleum Geologists*

Director

A. C. Riccardi, Universidad Nacional de La Plata

Subcomisión de Publicaciones

P. P. Alvarez, Universidad de Buenos Aires

M. López de Luchi, CIRGEO, Buenos Aires

A. C. Riccardi, Universidad Nacional de La Plata

Editores Asociados

R. Allmendinger, Cornell University, EE. UU.

R. Andreis, Universidad de Rio de Janeiro, Brasil

S. Archangelsky, Museo Bernardino Rivadavia, Buenos Aires

B. Coira, Universidad Nacional de Jujuy

J. Dalziel, University of Texas at Austin, EE. UU.

S. Damborenea, Museo de Ciencias Naturales, La Plata

F. Hervé, Universidad de Chile, Santiago de Chile

M. Hünicken, Universidad Nacional de Córdoba

E. Llambías, Universidad Nacional de La Plata

H. Miller, Universität München, Alemania

R. Mon, Universidad Nacional de Tucumán

E. Mutti, Universidad de Parma, Italia

R. Pankhurst, British Antarctic Survey

J. Rabassa, CADIC-CONICET, Ushuaia

V. A. Ramos, Universidad de Buenos Aires

C. Rapela, Universidad Nacional de La Plata

M. Thomson, British Antarctic Survey

COMISIÓN DIRECTIVA

Comité Nacional, *International Union of Geological Sciences*

(1997-1999)

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.

Vicepresidente: Dr. Carlos M. Urien.

Secretario: Dr. Ricardo Palma.

Tesorera: Lic. Susana Valencio.

Vocales titulares: Dra. Pamela Alvarez, Dra. Mónica López de Luchi, Dr. Augusto E. Rapalini, Dr. Roberto A. Scasso.

Vocales suplentes: Dr. Hugo Arbe, Dr. Ernesto Cristallini, Lic. Silvia Lanés, Dra. Graciela Mas.

ORGANO DE FISCALIZACIÓN

Titulares: Dr. Horacio Rimoldi, Dr. Pedro N. Stipanicic.

Suplente: Dr. Augusto P. Calmels.

Delegados en el interior

Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, Universidad Nacional del Sur.
Catamarca: Dr. Gustavo Toselli, Universidad Nacional de Catamarca.
Comodoro Rivadavia: Dr. Raúl Giacosa, Universidad Nacional de la Patagonia.
Córdoba: Dra. Zarela Herrera y Lic. Juan C. Candiani, Secretaría de Minería de la Nación, Delegación Centro.
Corrientes: Lic. Oscar Orfeo, CECOAL.
Jujuy: Lic. José Alcalde, Universidad Nacional de Jujuy.
La Plata: Dra. A. M. Sato, Facultad de Ciencias Naturales y Museo.
Mar del Plata: Dr. Germán Bertola, Centro de Geología de Costas y Cuaternario.
Mendoza: Dra. Matilde Beresi, CRICYT; Lic. Juan C. Zanettini.
Neuquén: Lic. Nélida Casali, Universidad Nacional del Comahue.
Plaza Huincul: Lic. M. A. Rebasa, YPF.
Puerto Madryn: Lic. Claudia Cano, CENPAT.
Río Cuarto: Lic. A. M. Esparza de Serralonga, Universidad de Río Cuarto.
Río Gallegos: Lic. Pedro Tiberi.
Salta: Dra. Cristina Moya, Universidad Nacional de Salta.
San Carlos de Bariloche: Dr. Arturo J. Amos, PROGEBA.
San Juan: Dra. Lucía Ruzycki de Berenstein, Universidad Nacional de San Juan.
San Luis: Lic. Ariel Ortiz Suárez, Universidad Nacional de San Luis.
Santa Fe: Dra. Ofelia Tujchneider, Universidad Nacional del Litoral.
Santa Rosa: Dr. Silvio Casadío, Universidad Nacional de La Pampa.
Tucumán: Lic. J. Durango de Cabrera, Fundación Miguel Lillo.
Ushuaia: Dr. Gustavo Bujalesky, CADIC.
Zapala: Lic. J. C. Danieli, Dirección Provincial de Minería.

Delegados en Buenos Aires

Bridas S.A.P.I.C.: Lic. Joaquín Oliver.
CIRGEO: Dr. Juan P. Spikermann.
Comisión Nacional de Energía Atómica: Lic. C. Nincl.
Consejo Federal de Inversiones: Lic. Claudio Trinca.
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA: Lic. Alberto Caselli y Lic. Selvia Tourn.
INGEIS: Dra. Claudia Arnella.
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dra. P. Nabel.
Subsecretaría de Minería: Dr. D. Rubiolo.
Servicio de Hidrografía Naval: Dr. Roberto Violante.
YPF S.A.: Dra. M. C. Vistalli de Turazzini.

Delegados en el exterior

Brasil: Dr. Mario L. Assine, Depart. Geologia, Univ. Federal do Parana, Cx. Postal 19.011, Curitiba-PR.
Dr. José C. de Castro, I.G.C.E.,UNESPE, Cx. Postal 178, 13.500 Rio Claro, SP.
Chile: E. Godoy, Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago.
Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morinigo, C. C. 1662, Asunción.

La Revista de la Asociación Geológica Argentina es citada en: Bibliography and Index of Geology, Georef Thesaurus and Guide to Indexing, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts y Zoological Record.

Copyright © 1998. Asociación Geológica Argentina. All rights reserved. Authorization to photocopy items for internal or personal use, or the internal or personal use of especific clients, is granted by Asociación Geológica Argentina, provided that US$ 0.50 per page is paid directly to Copyright Clearance Center, 27 Congress Street, SALEM, MA 01970, USA. For those organizations that have been granted a photocopy licence by CCC, a separate system has been arranged. The fee code for users of the Transactional Reporting Service is 0004-4822/97 $00.00+00.50.

HOMENAJE AL DOCTOR ARTURO J. AMOS

Doctor Arturo J. Amos

El 19 de agosto de 1997 la Asociación Geológica Argentina, a iniciativa de un grupo de discípulos, colegas y amigos, tributó un homenaje al Doctor Arturo J. Amos con motivo de su 70° aniversario y en reconocimiento a su destacada trayectoria personal, científica y profesional. El mismo se realizó en la sede de la institución, ante una numerosa y destacada concurrencia. Con posterioridad se efectuó una reunión de comunicaciones, cuyos resúmenes se incluyen en este número de la Revista.

Se hallaban presentes y adhirieron al homenaje destacados representantes de diferentes instituciones y de la actividad científica y profesional.

El acto se inició con una semblanza personal y profesional, a cargo de los Doctores Bernabé Quartino, Carlos A. Rinaldi y Carlos M. Urien. A la finalización del mismo las organizadoras del homenaje, Doctoras Susana E. Damborenea y Silvia Japas hicieron entrega al Dr. A. Amos de un diploma y plato recordatorio.

En la ocasión el Dr. B. Quartino señaló: Cuando la Dra. Silvia Japas me informó telefónicamente sobre la organización de un homenaje o reconocimiento al Dr. Arturo J. Amos recibí una grata sorpresa. Quien hablaba conmigo era una distinguida discípula de Amos y a la vez una ex alumna mía, de manera que se estableció un puente afectivo para el buen propósito. Fue entonces que me dijo, así como así, que Arturo Amos cumplía setenta años de edad. Esta sorpresa me dejó helado, porque yo había creído siempre que Amos no cumplía años, lo cual explicaba que se lo viera siempre igual, juvenil, alerta con su constante y envidiable carácter. Claro está la cuestión me preocupó porque significaba que todos cumplen años, incluso yo. Así que se presentó la placentera oportunidad de hablar en la reunión que había de llevarse a cabo.

Pasó el tiempo y ahora me veo ante la gustosa y difícil tarea de adentrarme en el mundo de la vida del Dr. Arturo J. Amos; y tal como aquel autor de un famoso soneto, "en mi vida me he visto en tal aprieto". Calma sin embargo esta preocupación el hecho de que no he de narrar su trayectoria. Trayectoria tienen los proyectiles, que guardan una relación estricta entre el comienzo y la llegada, sin esa aventura de renacer continuo que debe regir laxamente, como ocurre en este caso, la vida de los hombres.

Quizás analizar la obra de Arturo Amos se acerque más al buen propósito de lo que debe decirse en esta presentación. Pero ello es demasiado para una persona frente a la pléyade de disertantes sobre te-

mas geológicos, que se espera por lo menos aludirán como en un reflejo o una armonía, lo plasmado por el Dr. Amos dentro de su caleidoscópico y ecléctico transitar por el mundo de la Naturaleza.

En verdad lo que se debe abordar es la personalidad, y esto es atractivo porque involucra al factor humano, capaz de unirnos cada vez más por encima de la dialéctica y toda polémica, incluyendo las peripecias de las discrepancias geológicas. La verdadera personalidad se halla en lo hondo, difícil de penetrar, apenas tocada por la anécdota o por lo que es transitorio, pero puede lucir por el enraizamiento de los hechos que se hallan a nuestro alcance. Es como el núcleo de la Tierra al que queremos apreciar como inmutable e indiferente respecto de la movilidad y el acontecer de la corteza, en la cual libran sus batallas por el conocimiento la mayoría de los naturalistas geólogos.

Voy a charlar parcialmente en serio y en parte, ¿por qué no?, en broma o con el humor afectivo. El humor, cierto es, también traza un camino hacia la verdad y el entendimiento. Lo grave en esta circunstancia es que se llegara a tomar en broma lo que se dice en serio y se vea como serio lo que se cuenta en broma, esto último sería una pequeña y gran catástrofe, en todo caso atribuible a quien habla por no poder alcanzar a discernir las diferencias entre los extremos.

Amos aprendió a mirar lejos muy temprano, allá por Río Negro, donde originalmente, y en La Pampa, se habían establecido y vinculado sus ancestros. Así, tempranamente, se vacunó contra la succión de la ciudad y la cortedad agobiante de sus visiones, pese a que de la ciudad habría de recoger valores enriquecedores.

Como naturalista se abrió a las distancias y a las amplitudes que fortalecen el alma. Muchos años después esas miras lejanas persistieron y aún ello sucede. Recuerdo que allá por la época del sesenta exhibió en la vitrina del 2° piso de nuestra añorada Facultad de la Manzana de Las Luces un llamado a acercar el corazón y la vista a las "montañas azules", las mismas que cuajan en el "azul de lejanía" de los versos de Alfredo Bufano, sin renegar por ello del laboratorio, el gabinete y el detalle. Había advertido una deformación quizás cientificista en los jóvenes como producto de la época, que los alejaba de los fundamentos originales de la geología, luego persistentemente acrecidos. Esto armoniza con el hecho de que Amos es el mismo que partiendo casi del estudio de pequeños fósiles, los braquiópodos, se abrió a la geología grande y regional, que tiene algo de errante y a la bioestratigrafía que combina las escalas y los modos de la observación y el entendimiento de los fenómenos.

Amos nació en Temperley. Años después, casado con la querida Irma Gamundi, naturalista botánica, el matrimonio se asentó en Adrogué, siempre allá por el Sur, como ahora, bien lejos, en Bariloche, en una casa que se llama *Ruca Len* y que bien podría ser conocida como la casa de la amistad, cuyos reyes son Arturo e Irma, con finura y llaneza.

Vale señalar en esta semblanza escrutadora de episodios, que Amos fue alumno del Industrial Otto Krause y que allí se moldeó en la precisión que luego habría de tonalizar todo lo hecho por él en el campo de la geología, la cual nunca perdió su fisonomía clásica. Su cultura se fue acentuando paso a paso, no por una mera influencia del Colegio, porque la cultura no se aprende, se autosiembra, se enlaza con los tiempos, se enraíza en el pasado y se abrillanta en el proyectarse hacia adelante.

Así Amos iba siendo Amos, paso a paso.

Yo lo conocí allá por los años 48 ó 49; tengo derecho a confundirme. En lo que no me confundo es que lo conocí en un baño tal como Dios y su Madre lo habían traído al mundo. Es algo risueño y simpático. Amos era estudiante guía de Parques Nacionales, un "curro" naturalístico que nos puso tempranamente más cerca de las piedras y de las plantas. Yo acababa de llegar, en esa condición también, y me topé con los compañeros en el amplio baño del hotel Los Andes, ese de Don Juan Jalil en Bariloche, el de madera crujiente, con sabor ciertamente patagónico. Curioso comienzo de una amistad verdadera, persistente por tantos años y base de lanzamiento a ilusiones sobre las rocas y sobre el futuro, porque nuestra parvedad de conocimientos nos defendía de toda vanidad y de todo ese sentido de final que nos invade con cada concreción del avance de nuestros modestos descubrimientos.

Vale destacar un hecho, Amos había o iba a ser miembro de la Delegación Argentina a los Juegos Olímpicos de Londres en 1948, aquellos de la maratón de Delfo Cabrera, y en ese entonces, en Bariloche, ni siquiera me lo mencionó. Era la modestia y la discreción verdaderas las que no se proclaman ni se exhiben como una calidad especial. Siempre fue así, y hoy en día es así; y lo fue cuando no hizo trascender su recepción de la Gondwanaland Medal en Calcuta en 1970, distinción otorgada por el Geological Mining and Metallurgical Institute of India, por sus contribuciones científicas y por la organización del Primer Simposio de Gondwana tres años atrás. Y lo fue también cuando ejerció de Director en el Consejo de Investigaciones Científicas y Técnicas en época del Dr. Houssay.

A Londres concurrió en la especialidad aparatos; que el caballete, que las anillas, las barras y las paralelas. ¿Habrá ello influido, sin que él lo advirtiera, en su persona y en su acondicionamiento profesoral y profesional? Nada en la vida deja de imprimir su sello, pues cada cosa que sucede tiene su inexorable consecuencia, lo queramos o no.

El ejercicio en los aparatos estaba impregnado de elasticidad y plasticidad no contrapuestas. Años después, cuando Amos enseñaba los comportamientos mecánicos en el ámbito de deformación de las rocas, me pareció ver en ello, raíces en el saltimbanqui

olímpico, como alguien cariñosamente lo llamó, y otro tanto sucedió con las paralelas que no solamente dibujó innumerables veces, sino que aprisionó con sus firmes puños, y con el caballete devenido clavileño para el vuelo de la geología.

En la Facultad Amos era el joven moderado y respetuoso, alejado de toda penalidad posible. La "pinta" que hacía era practicar la horizontal o bandera adherido a la baranda de hierro del segundo piso del querido y antiguo edificio de la calle Perú, que daba a un vacío equivalente a cinco pisos de las construcciones más jóvenes. Esto producía escalofríos en quien lo contemplara. Estas menores anécdotas apuntaban a la existencia, ya entonces, de más de una faceta en Amos, más allá del joven circunspecto, que lo era por lo menos para los que no formábamos parte de su camada estudiantil, aunque no sé si tan así para los de su grupo, dicho esto con la mejor intención.

En aquel entonces la para mí inolvidable Dra. Edelmira Mórtola guardaba, en su trinchera del aula de mineralogía, la ficha de cada alumno, referida a todas las materias cursadas. Esas fichas eran como un prontuario temible para algunos. Un día las fichas desaparecieron con gran indignación de la cátedra. Había habido un Robin Hood reparador de los pobres. No se sabía de quién sospechar, pero cundió la idea de que esta reivindicación popular había sido consumada por nuestro joven circunspecto. Conversando con él más de 40 años después, ante mi pícara curiosidad, persistió en la fortalecida negativa. Yo me incliné ante ello, pero no dejo de advertir que en esos tiempos no había "Excalibur" posible y el misterio persistió. Para colmo, como es sabido la única espada Excalibur había sido extraída de las rocas precisamente por Arturo. Este cuento merecería figurar en la literatura picaresca, así como la desaparición, comentada, de un bizcochuelo, también en el aula de mineralogía, donde las sospechas apuntaron a la delicadezas gastronómicas de nuestro personaje.

Cuando Amos ya licenciado eligió el tema de su tesis doctoral y hubo que afrontar la campaña en la Precordillera no se alojó en una carpa sino en un espacio cubierto, precisamente en una bodega. Sabio comienzo que dio lugar a una vívida y envidiable trayectoria. Bromas aparte, o mejor dicho broma incluida, cuando se doctoró, algún "chusco" pensó en el sentido esotérico de la palabra graduación.

Nuevamente pues, facetas con diversos reflejos que abarcan no solamente ese tiempo, sino muchos años en un marco de simpatía. Hace un tiempo dediqué a Arturo Amos un ovillejo que apunta a tales facetas en las cuales la personalidad juega con la luz de la vida. Los ovillejos son buenos para nosotros porque evocan los ecos de las voces contra las paredes de las montañas describiendo las personas con ironía o, como en este caso, con afectivo humor.

*Al Doctor Arturo J. Amos / Algunos suelen creer / que es un caballero duro, / **Arturo**, mas desde el fondo le brota, / **Jota**, y se nota desde el vamos, / **Amos**, aún no sé qué de paisano / que nos place hasta el hartazgo; / un lord del Atorrantazgo / es **Arturo J. Amos**.*

Así lo veo a Amos, una forma de Proteo, un criollo con los más serenos modos europeos.

Es el mismo que fue investigador en la Universidad de Glasgow, en el Museo Británico y en el Museo de Historia Natural en Nueva York. El mismo que allí acometió con el Paleozoico Superior y su bioestratigrafía, y se las vio con los humildes y sufridos braquiópodos. En este instante vale detenerse un poco. No se enfrascó en el Paleozoico inferior ¿cómo habría de hacerlo? Si se hubiera dedicado al Terciario lo habría hecho en el Terciario Superior y algo similar hubiera sucedido con el Mesozoico. Nunca inferior. Así son las personalidades como la de Amos, que juegan a la cumbre con la placidez del valle.

Amos revalidó el estudio del Paleozoico Superior en la Precordillera y en la cuenca del Noroeste del Chubut.

Toda una obra que incluye la biozonación de los braquiópodos y, fuera de todo eso, en lo más pedestre pero no menos importante, la prospección y estudio de yacimientos de arcilla, para refractarios, también en el Paleozoico Superior del Paganzo en La Rioja, con las viejas inquietudes de la gran escuela que fue la Dirección de Minas.

El camino elegido había sido previamente el de una importante diagonal de la geología clásica, la que va del Sistema de la Ventana a la Precordillera. La Diagonal de Horacio J. Harrington y de Keidel, donde Amos incursionó con renovados enfoques. Harrington, en su sabia exageración modulada intencionalmente como estímulo a las inquietudes de investigación, solía decir que la Precordillera constituía la montaña geológica más compleja del mundo y la Sierra de la Ventana el más característico caso de plegamiento puro. Menudo desafío para el joven Amos quien supo asumir con grandeza e inteligencia la condición de discípulo con brillo independiente. Ello no es fácil. Implica generosidad y criterio propio en respuesta a la generosidad del profesor, o antecesor que ya marca un camino, porque quien ha sabido ser discípulo con nobleza ha de ser venerado profesor, como Amos, y a su vez generará discípulos. Así se hizo la verdadera cultura del mundo, y la ciencia y la evolución del pensamiento hacia la sabiduría. El discípulo no repite al profesor o antecesor, se inspira en él, lo complementa y, cuando es el caso, lo hace volver a vivir en la renovación o la polémica.

Tal el caso de las aportaciones de Amos al conocimiento de las fallas en Sierra de la Ventana y el establecimiento de la distinción entre el Paleozoico Inferior y Precámbrico en las Sierras Centrales de la Provincia de Buenos Aires.

Copyright Material

En ese facetado de la personalidad de nuestro personaje supo irrumpir también el violoncelo. Curioso caso. Quizá alguna revancha sobre esa asignatura pendiente de la ejecución musical. Eligió ese instrumento ya de grande, porque el sonido del violoncelo, somos muchos los que así lo sentimos, se acerca a la desconocida voz del alma al que se une sin duda la superior belleza de la otra voz, la humana. Luego, en su momento renunció al violoncelo. No se trata de inconstancia sino de la valentía superior del alejamiento de lo que se había adoptado. Son sólo etapas como cada vez que un barco llega a puerto.

Las manos pulsando cuerdas u oscilando un arco asumen el tono de la búsqueda de algo más, como el modo de tomar una lapicera de pluma, porque las personas suelen ser descubiertas por sus gestos. La forma en que Amos toma la pluma para escribir, pero sobre todo para corregir o firmar, lo pinta con toda precisión y finura: los dedos extendidos en triple mordaza y lejos del extremo entintado, casi en el aire, tal como si tomara una batuta o aprisionara un pincel para el toque de un color o de una línea. Alguno supondrá que este modo fue aprendido de pequeño para evitar los enchastres con la tinta, pero a mí me parece que no, que es un modo de respetuosa elegancia que traduce todo un modo de ser. Porque así lo vi y lo han visto muchos que en este momento han de recordar.

Fue profesional reconocido y requerido geólogo de grandes presas, asesor y sobre todo fue profesor eminente, y quien lo fue sigue siéndolo en paleontología y geología estructural. De tal modo asumió la primera cátedra de geología estructural en la Universidad de Buenos Aires como discípulo independiente, tarea ardua a punto de que hubo quienes dudaron de que se le pudiera otorgar la jerarquía imprescindible para el entendimiento de la complejidad deformacional de los procesos tectónicos, Amos lo hizo. Los alumnos lo comprendieron y por eso produjo un cambio sembrando la idea y el objetivo de entender las estructuras y no sólo formalmente describirlas, presentándolas en todas las escalas de observación y análisis, porque las respuestas a causas mayores son armónicas con los fenómenos estructurales hasta la escala microscópica.

En este quehacer docente universitario tuvo el valor de asumir el decanato en el Museo de La Plata en época muy difícil, en lo cual privó su serenidad y su firmeza sobre ideas y conductas sin dejar herida alguna, pero eso sí despreciando las ofensas, sin contestarlas. Valor tal como antes cuando fue consejero de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales en postura de defensa de la Universidad seria.

Y ahora, ya en Bariloche Amos rueda la etapa de dirigir y conducir sustanciosamente modernas investigaciones con los estudios de los sedimentos de los grandes lagos, al servicio del conocimiento del Cuaternario y de la evolución ambiental. En una palabra se ha vuelto a renovar en la misma idea del renacer que invocamos en el comienzo de estas palabras. Renovarse significa dejar con heroicidad personal lo que queda atrás. Renovarse es la verdadera renuncia que Amos supo ejercer.

En nuestro idioma y en sus raíces que le dan sentido universal hay una palabra única por su trascendencia, por su significado. Esa palabra es Maestro. Suele aplicarse a los artistas puros, a los científicos, si son ejemplo, y así se llamó al Divino Ser. Yo pude presidir consagraciones de maestros de la medicina y aprecié que en las ciencias naturales geológicas nos hallamos vacíos.

Surge de mí mismo llamar Maestro de la Geología a Arturo Amos, el racionalista y el entusiasta, el clásico y el moderno, y con ello resumo todo aquello que quede aún por recordar.

Señores: A veces voy a Bariloche y lo vuelvo a encontrar a Amos como en los tiempos iniciales. Los periplos son así, y aún los cuentos suelen serlo si se parecen a las vidas.

Por todo esto, Amos, yo no voy a decirte Maestro, eso ya está. Ha de germinar.

A mí me colma llamarte simplemente "querido amigo".

Por su parte el Presidente de la Asociación Geológica expresó: Me siento honrado, no solamente como Presidente de la Asociación Geológica Argentina sino también y fundamentalmente como miembro de la comunidad geológica de nuestro país, por presidir este acto, con el que un grupo de sus discípulos, colegas y amigos ha querido rendir homenaje al Dr. Arturo Amos y al hacerlo, referirme a su trayectoria y personalidad.

El Dr. Amos nació en Temperley, Provincia de Buenos Aires y recibió en su hogar la formación humanística que lo caracteriza. Su contacto básico con las Ciencias de la Tierra se desarrolló en el Colegio Otto Krausse de Buenos Aires, del cual se graduó como Químico Industrial en 1947.

Sus estudios geológicos los realizó en la Universidad de Buenos Aires, donde se licenció en 1952 y obtuvo su doctorado en 1953. Sus inquietudes en el campo de la investigación y de la docencia lo llevaron durante sus estudios universitarios a desempeñarse como Ayudante Geólogo en el Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia y como auxiliar docente en el Departamento de Geología de la Universidad de Buenos Aires, actividad esta última que se prolongó hasta 1955. Luego de recibido se incorporó como Geólogo Regional a la Dirección Nacional de Geología y Minería, en la que actuó hasta 1958. Por esos mismos años se hizo acreedor a una Beca del British Council y entre 1953 y 1956 fue Research Associate en la Universidad de Glasgow y en el British Museum de Londres.

De regreso a la Argentina, el Doctor Amos continuó entre 1957 y 1958 su actividad docente, como Jefe de Trabajos Prácticos de Geología Estructural en la Universidad de Buenos Aires, en la que también actuó como Jefe de Laboratorio entre 1958 y 1961.

En 1959 fue galardonado con una beca de la J.S. Guggenheim Foundation y se trasladó a Estados Unidos, realizando investigaciones entre 1959 y 1960 en el U.S. National Museum de Washington y luego en 1961, como Research Associate en el American Museum of Natural History de Nueva York.

A su regreso al país, continuó su actuación en la Universidad de Buenos Aires, donde fue Profesor Asociado de Geología Estructural entre 1961 y 1966 e incluso Secretario Técnico del Departamento de Geología en 1962.

En 1966 pasó a ser Profesor Titular de Paleontología Invertebrados en la Universidad Nacional de La Plata, cargo e institución en los que continuó hasta 1974. En ese año regresó a la Universidad de Buenos Aires, en donde se desempeñó como Profesor Titular en Geología Estructural hasta 1991.

Paralelamente a las actividades de docencia e investigación mencionadas, el Dr. Amos fue, entre 1958 y 1991, consultor de empresas de la industria de arcillas refractarias (1958-1972), consultor de Agua y Energía Eléctrica (1970-1973), coordinador para Agua y Energía Eléctrica de la Argentina y Electrobras de Brasil en estudios de prefactibilidad de obras en el río Uruguay (1973-1974), consultor privado en las obras de las represas de Agua del Toro, Río Grande, Ullum y Alicurá (1974-1980) y Director y Gerente de la consultora ACTUAR S.A. (1977-1991).

Con posterioridad a 1991 el Dr. Amos se ha desempeñado como Investigador Superior del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Director del Programa Geológico Bariloche (PROGEBA), creado a su iniciativa en el marco institucional del CONICET. De esta manera ha dado continuidad a su participación activa en la planificación y desarrollo de la actividad científica en el campo de las Ciencias de la Tierra de la Argentina, de las que se ocupara activamente con anterioridad, en los cargos de Decano y Director de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata (1967-1970) y miembro del Directorio del CONICET (1970-1973).

Como producto de sus investigaciones y actividades profesionales el Dr. Amos realizó numerosas publicaciones e informes técnicos. Las primeras comienzan con su contribución, aparecida en la Revista de esta Asociación del año 1954, sobre la estructura de las formaciones paleozoicas en la Sierra Chica de Zonda, San Juan. En ella se definen los principales campos en los que el Dr. Amos concentraría sus investigaciones, publicaciones y docencia superior en las décadas siguientes, la estratigrafía y paleontología del Paleozoico superior y la geología estructural. La raíz de los mismos debe buscarse en las enseñanzas de su maestro y amigo, el Doctor Horacio J. Harrington.

A lo largo de su trayectoria el Dr. Amos ha participado de numerosas actividades que hacen a la vida de la comunidad geológica nacional e internacional. Ha sido miembro de la Comisión Directiva (1958-1960) y del Comité Editor (1957-1966) de la Asociación Geológica Argentina, Secretario del Primer Simposio de Estratigrafía del Gondwana (1967), miembro y lider de proyectos (42 y 211) sobre el Paleozoico Superior de América del Sur del Programa Internacional de Correlación Geológica, miembro de la Subcomisión Internacional sobre Estratigrafía del Gondwana (1968-1991), editor de la publicación "Gondwana Stratigraphy" de la International Union of Geological Sciences. Participó de congresos científicos, comisiones y jurados, nacionales e internacionales y dirigió numerosas tesis. Es Fellow de la Geological Society of London, Académico Titular de la Academia Nacional de Ciencias, Exactas, Físicas y Naturales, Miembro Honorario de la Asociación Geológica Argentina, miembro de la Asociación Paleontológica Argentina y de la Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería y Editor de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.

El Dr. Amos ha recibido además de las mencionadas, otras distinciones y premios, entre ellos la Chrestian Mica Gondwanaland Medal de la Geological, Mining and Metalurgical Society of India.

A través de su trayectoria el Dr. Amos se ha caracterizado por una personalidad multifacética que lo ha llevado a actuar, como investigador, docente y profesional en diferentes instituciones, organismos y empresas y en casi todos los campos de la Geología: geología regional, estratigrafía, paleontología, geología estructural, microtectónica, deformación de rocas, geología económica, geología aplicada a la ingeniería y a la industria y, más recientemente, geología del Cuaternario y ambiental.

En todas estas actividades el Dr. Amos ha puesto en evidencia no solamente una destacada inteligencia y una excelente formación geológica, sino también un espíritu amplio, entusiasta y positivo, que siempre le permitieron encontrar nuevos horizontes y proyectos, especialmente en momentos difíciles de la vida institucional de nuestro país. Tales cualidades han adquirido mayor relevancia en su natural habilidad para motivar y guiar alumnos, y se han plasmado en la formación de discípulos en casi todas las temáticas de las que se ha ocupado.

Es por todo lo expuesto que sus discípulos, colegas y amigos y esta Asociación, queremos a través de este sencillo homenaje, expresar nuestro reconocimiento a Arturo Amos y los deseos de que su trayectoria se prolongue en el tiempo en la compañía de su esposa y familia.

HOMENAJE AL DOCTOR ARTURO J. AMOS

RESÚMENES DE COMUNICACIONES CIENTÍFICAS

Estructura de las Formaciones Tramojo y Jarillal

Ana ARCHANGELSKY

Museo Egidio Feruglio, Av. 9 de Julio 655, 9100 Trelew, Provincia de Chubut

Las Formaciones Tramojo y Jarillal, de edad carbonífero-pérmica, afloran en la pendiente occidental de la sierra de Uspallata, Precordillera de Mendoza, conformando una extensa franja de dirección NNE-SSO de longitud variable entre 10 y 15 km y un ancho medio de 4 km. La estructura general de ambas formaciones está dominada por un plegamiento general de tipo asimétrico, bastante apretado (ocasionalmente isoclinal) y con buzamientos promedio de 5° al norte. Estos pliegues expondrían, en sus núcleos, las rocas de la Formación Tramojo (más antiguas). Toda la secuencia fue posteriormente fracturada en forma intensa, definiéndose de esta forma una estructura en bloques de rumbo aproximado norte-sur. La presencia de plegamientos de distinto orden, replegamientos, fallas y fracturas de diferente tipo, dirección y extensión, conjugan a veces en obliterar claramente las relaciones existentes entre los distintos bloques de esta secuencia. Los contactos tectónicos entre ambas formaciones serían el producto de una alta deformación la cual se canalizaría sobre los planos de estratificación. Esto estaría corroborado por la actitud más frecuente de las fallas, paralela al plano de estratificación en cada localidad.

Algunas reflexiones sobre la cognición del Paleozoico Superior argentino en los últimos lustros

Sergio ARCHANGELSKY

División Paleobotánica, Museo Argentino de Ciencias Naturales "B. Rivadavia", Angel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires

El Paleozoico Superior, y más precisamente los períodos Carbonífero y Pérmico, fueron reconocidos desde los albores de la geología en nuestro país. Terrenos de esa antigüedad fueron localizados en diferentes lugares, ya sea durante trabajos de mapeo geológico realizados por diferentes reparticiones nacionales o por estudios de laboratorio efectuados en distintas universidades e institutos. En la década del 70 comenzaron a realizarse reuniones nacionales y sudamericanas con un interés común por esta temática. De esas primeras reuniones surgieron algunas publicaciones, pero quizás el hecho de mayor trascendencia fue la inserción de tales estudios en un programa internacional que iniciaba la Unesco: el Programa Internacional de Correlación Geológica o PICG, en el marco de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas. De esa manera se inició en el año 1975 el Proyecto 42 con la denominación *Upper Paleozoic of South America*, uno de cuyos líderes fue el Dr. Arturo J. Amos. Las reuniones entre colegas latinoamericanos se sucedieron sin interrupciones, generando información variada con un espectro de amplitud pocas veces visto en nuestro ámbito. El éxito del proyecto de marras, automáticamente permitió su continuación, en 1984, con una nueva presentación que llevó el número 211 con el título *Late Paleozoic of South America*. Fue Amos quién tomó a su cargo, junto a quién escribe, la difícil tarea de continuar con las reuniones periódicas en diferentes países sudamericanos. Esos años de intenso trabajo se desarrollaron con un espíritu de camaradería permitiendo importantes logros, gracias al aporte desinteresado

de numerosos colegas del país y del extranjero. Los resultados de las reuniones se publicaron en numerosos boletines o simposios con trabajos originales de investigación. En el marco de esa verdadera ola científica se realizó el XII Congreso Internacional del Carbonífero y Pérmico en Buenos Aires: por vez primera, a nivel internacional, se reunían en un único congreso los especialistas en el Carbonífero y en el Pérmico. En estos años se publicaron 5 libros (incluyendo las Actas del Congreso Internacional). Ya están dadas las bases firmes para que las generaciones venideras, con el mismo espíritu que caracterizó esa época "amosiana", retomen con un nuevo impulso el tema apasionante que nos unió durante tantos años.

Registros paleoambientales de alta resolución en el área del Parque Nacional Nahuel Huapi desde la transición Glacial - Postglacial

María Martha BIANCHI

PROGEBA, CONICET, Apartado 47, 8400 San Carlos de Bariloche

En el Parque Nacional Nahuel Huapi, el análisis de testigos de sedimentos lacustres permitió obtener registros paleoambientales de alta resolución, generando un modelo de los cambios ambientales y climáticos durante los últimos 18.000 años. En el lago Mascardi, estudios sedimentológicos, geoquímicos y micropaleontológicos hicieron posible la reconstrucción de la historia climática de la cuenca. Para la transición Glacial - Postglacial se identificaron cuatro estadios de deglaciación que aportaron nuevos elementos a la controversia sobre el Younger Dryas en el Hemisferio Sur (Ariztegui *et al.* en prensa). En el lago El Trébol fue posible: 1, identificar transformaciones en la cuenca imbrífera (análisis elemental); 2, caracterizar la materia orgánica (análisis de pigmentos); 3, reconstruir procesos bentónicos (determinación de chironómidos); 4, describir el rápido reemplazo de bosque abierto por bosque valdiviano (análisis de polen) (Bianchi *et al.* en prensa). En Mallín Aguado, el análisis polínico contribuyó a la historia de la vegetación del ecotono estepa-bosque (Bianchi 1996). El análisis conjunto de evidencias permitirá proponer escenarios paleoclimáticos regionales, y contribuir en la contrastación de hipótesis sobre fenómenos globales. El propósito de varios programas sobre el Cambio Global es fomentar la investigación paleoclimática organizando a la comunidad científica internacional, concertando esfuerzos que conduzcan a la producción de un registro cuantitativo coherente de la historia Natural de la Tierra. El PROGEBA (*Programa en Gea Bariloche*), dirigido por el Dr. Arturo J. Amos, contribuye humildemente al logro de esos objetivos.

Ariztegui, D., Bianchi, M. M., Masaferro J., Lafargue, E. y Niessen, F. , 1997. Journal of Quaternary Sciences (en prensa).

Bianchi, M. M., 1996. Actas 13º Congreso Geológico Argentino, 5, 113-120.

Bianchi, M. M., Masaferro, J., Roman Ross, G., Ribeiro Guevara, S., Arribere, M. y Amos, A. J., 1997. International Symposium of Paleolimnology (en prensa).

Facies lacustres de la Formación Cañadón Asfalto (Caloviano-Oxfordiano) en la quebrada Las Chacritas, cerro Cóndor, Provincia del Chubut

Nora G. CABALERI [1,2] y Claudia ARMELLA [1]

[1] *CONICET, INGEIS, Ciudad Universitaria, Pabellón INGEIS, 1428 Buenos Aires*

[2] *Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Buenos Aires*

La sección inferior de la Formación Cañadón Asfalto (Caloviano-Oxfordiano) en la quebrada Las Chacritas, cerro Cóndor (río Chubut medio) se caracteriza por una secuencia de facies carbonáticas con interca-

laciones de capas de tobas, representativa de un ambiente lacustre, formado en la fase póstuma del ciclo temprano del rift de la Cuenca Somuncura-Cañadón Asfalto. En la localidad estudiada se han determinado ocho microfacies (MF), que definen el cuerpo del lago y tres microfacies biohermales (MFB). MF1: Mudstone con laminación microbialítica. Ambiente: supralitoral, es el resultado de la precipitación de matas algales microbianas dominadas por cyanobacterias. MF2: Floastone intraclástico. Ambiente supralitoral con aporte piroclástico y episodios de aridez. MF3: Mudstone. Ambiente protegido de aguas estancadas, con períodos de desecación y aporte fluvial y eólico. MF4: Mudstone/wackestone microbialítico peloidal. Ambiente: eulitoral asociado a corrientes suaves. MF5: Grainstone/rudstone intraclástico con transformación meteórica. Ambiente: eulitoral con fuerte agitación de las olas y períodos de exposición subaérea. MF6: Floastone oncoidal. Ambiente: infralitoral de aguas agitadas. MF7: Pakstone/wackestone biointrasilicoclástico. Ambiente: infralitoral con esporádicos eventos de sequía. MF8: Estromatolitos silicificados de tipo *hummocky*. Ambiente: desembocadura de canales fluviales. En el bioherma se determinaron las microfacies MFB9: Mudstone con estromatoides y niveles de wackestone, representativos del corazón del bioherma. MFB10: Estromatolitos estratiformes. Ambiente: eulitoral con exposición subaérea y MFB11: Estromatolitos domales con cubiertas de calcreta. Ambiente: eulitoral a supralitoral. La secuencia está caracterizada por una superposición de facies del bioherma algal (cinturón biohermal) formado por algas verdes y estromatolitos brechados *in situ*, que están indicando cambios climáticos con alternancia de períodos secos y húmedos. Por detrás del cinturón biohermal se desarrolla la zona palustre, con registro de episodios de tormentas. El ambiente infralitoral es de poca profundidad y predominan las facies de aguas agitadas y en la desembocadura de los ríos se desarrollaron cuerpos de estromatolitos. Las capas de tobas indican una actividad volcánica explosiva intermitente y contemporánea a la sedimentación del lago.

Avances en el conocimiento estratigráfico del Terciario marino de la región occidental de la Provincia de Santa Cruz

Horacio H. CAMACHO[1], Jorge O. CHIESA[2] y Sara G. PARMA[1]

[1] *CIRGEO, CONICET, Juan Ramírez de Velasco 847, 1414 Buenos Aires*
[2] *Universidad Nacional de San Luis, CONICET, Ejército de los Andes 950, 5700 San Luis*

La región occidental de la Provincia de Santa Cruz, desde el Cretácico Tardío hasta el Eoceno Medio, formó parte de un ambiente de plataforma inestable, en el que episodios continentales alternaron con otros marinos. A partir del Maastrichtiano, el mar se retiró de la mayor parte de la región, permaneciendo sólo en la de Río Turbio hasta el Eoceno inclusive, si bien la inestabilidad habríase incrementado. El Eoceno Medio se inició con una expansión marina que produjo la depositación de la Formación Man Aike y los Estratos del Cerro Palique, simultáneamente con la finalización de la sedimentación de la Formación Río Turbio. Seguidamente tuvo lugar una regresión general, estableciéndose un ambiente continental (Formaciones Río Guillermo - Río Leona), a la vez que se producía un volcanismo de cierta intensidad que, en el sur originó gran cantidad de cenizas, mientras que en el norte produjo además, efusiones basálticas (Basalto Posadas). La fase final de este proceso coincidió en la región al sur del lago Argentino, con la instalación de un nuevo ambiente marino (Formación Centinela), cuando al norte del lago aun continuaba el ambiente continental y volcánico. A continuación, tuvo lugar un período exento de volcanismo durante el cual el ambiente marino ocupó toda la región (Formación El Chacay) para finalmente, retirarse de la misma en la culminación del Eoceno Medio. Superiormente y en discordancia, se disponen los depósitos continentales de la Formación Santa Cruz (continental). Las faunas de invertebrados del Eoceno Medio de la Provincia de Santa Cruz contienen elementos de origen pacífico (*Venericor*), atlántico (crustáceos decápodos) y australes (*Struthiolarella*). Las formas pacíficas indican una comunicación abierta hacia el Océano Pacífico, la que habría desaparecido al final del Eoceno. En el Eoceno habríanse producido importantes intercambios entre las faunas de invertebrados marinos que habitaban a lo largo de los márgenes oriental y occidental de Protopatagonia.

Avances bioestratigráficos en el Paleozoico Superior de Argentina sobre la base de sus paleofloras

Silvia N. CÉSARI

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires

Durante los últimos veinte años se incrementó notablemente el conocimiento sobre las floras paleozoicas de Argentina. Al mismo tiempo esos nuevos hallazgos fueron aplicados al desarrollo de esquemas bioestratigráficos en permanente revisión. Estos progresos se deben principalmente, al impulso inicial brindado por los Proyectos de Investigación sobre el Paleozoico Superior y que fueran coordinados, entre otros, por el Dr. Amos en la década del '80. Estudios tanto megaflorísticos como palinológicos en secuencias del Carbonífero Inferior del noroeste, permitieron conocer la composición del espectro paleoflorístico durante ese lapso. Fueron identificadas por primera vez para el Gondwana más austral licofitas y pteridospermas, de estrechas similitudes con especies coetáneas nórdicas. Además, actualmente se conoce la amplia distribución geográfica de esos depósitos, originalmente restringidos a un sector de la Cuenca Río Blanco. Las unidades litoestratigráficas del Carbonífero superior del noroeste son las que, probablemente han merecido la mayor concentración de investigaciones palinológicas. En los últimos años se identificaron palinofloras en unidades consideradas anteriormente estériles, como las Formaciones Guandacol, Malimán, Cortaderas, El Imperial y Yacimiento Los Reyunos, que en algunos casos, aportaron significativos datos paleoambientales. Información proveniente de las Cuencas Río Blanco, San Rafael, Calingasta-Uspallata y Paganzo son utilizados en la confección de un nuevo esquema bioestratigráfico, sumamente útil en correlación. Las abundantes asociaciones fosilíferas pérmicas de Patagonia también permitieron delinear una detallada sucesión de biozonas. Las mismas se encuentran caracterizadas por especies representadas por ejemplares en excelente estado de preservación, cuyo estudio ha ampliado el conocimiento de diferentes grupos taxonómicos. En la provincia de La Pampa fue identificada una abundante flora pérmica temprana, con abundantes glossopteríideas, que constituye el primer nexo entre las asociaciones de Patagonia y las del noroeste. En estas últimas se inició la revisión de paleofloras clásicas, como las de Bajo de Véliz y Arroyo Totoral, y se efectuaron los primeros hallazgos en las clásicas sedimentitas rojas atribuidas al "Paganzo II". En secuencias paleozoicas del subsuelo de la Cuenca Chacoparanense se efectuaron numerosos análisis palinológicos, que además de ajustar la bioestratigrafía original, han reconocido vinculaciones con la asociaciones de la Cuenca Paganzo. Actualmente Argentina es uno de los pocos lugares del Gondwana donde se cuenta con un registro continuo, tanto mega como microflorístico, desde el Carbonífero Inferior al Pérmico y sobre el cual existen numerosos estudios detallados.

Permineralización de algunas maderas fósiles de la República Oriental del Uruguay y de la República Argentina

César R. CORTELEZZI[1] y Pedro MAIZA[2]

[1] *LEMIT, CIC, 52 e. 121 y 122, 1900 La Plata*
[2] *Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Avda. Alem 1253, 8000 Bahía Blanca*

Las muestras de madera fósiles estudiadas corresponden a las descriptas por las Dras. A. Crisafulli y A. Lutz, en su trabajo publicado en Ameghiniana en 1995, quienes nos cedieron las mismas para su estudio mineralógico. Este se realizó con cortes delgados, longitudinales y transversales, bajo microscopio petrográfico y difractogramas de Rx. La permineralización se produce principalmente por silicificación y en menor grado por carbonatación. Al primer caso le corresponden las maderas de *Idioxylon lutzi*,

Barakaroxylon jhariense y *Araucaroxylon ningahensis*, pertenecientes a la Fm. Melo, del Pérmico inferior del Uruguay; como así también las de *Raexoxylon krauseli*, Triásico de San Juan y la de la Fm. Carrizal, Triásico de Marayes, San Juan. La muestra de la Fm. Carapacha, Pérmico de La Pampa se encuentra carbonatada, evidenciando restos poco nítidos de madera.

Bivalvos y braquiópodos del Triásico superior marino del sur de Mendoza

S. E. DAMBORENEA y M. O. MANCEÑIDO

Departamento Paleozoología Invertebrados, Museo de Ciencias Naturales La Plata, Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata

La novedosa existencia de sedimentitas marinas triásicas en Argentina, fue documentada por Riccardi *et al.* (1997, Rev. Asoc. Geol. Argent., 52, 2: 228-234). Tales fósiles provienen de varios niveles del tramo asignado por esos autores a la Formación Arroyo Malo de la sección marina mesozoica aflorante al norte del río Atuel, en las cercanías del cerro Sosneado, provincia de Mendoza. Se consideran aquí sólo los elementos clave de esa macrofauna integrada por varias especies de bivalvos: *Cassianella* cf. *peruana* Körner, *Otapiria* spp., *Liostrea* sp., *Minetrigonia? multicostata* (Körner), *"Astarte" incae*? Jaworski, *Palaeocardita peruviana*? Cox, *Septocardia peruviana*? (Cox), *Tutcheria*? sp., y el braquiópodo *Zugmayerella*? cf. *koerneri* Sandy. Si bien, debido a las limitaciones del material disponible, en muchos casos se ha recurrido a nomenclatura abierta, es evidente que tanto los bivalvos como el braquiópodo están estrechamente vinculados con especies descriptas para el Triásico superior de Perú y del norte de Chile, especialmente con las del nevado de Acotambo, del área de Junín-cerro de Pasco y de la cordillera de Domeyko. En cambio, exhiben menos afinidad con aquellas faunas mencionadas para la costa chilena a similar latitud, tales como las de Curepto o Los Molles. En estas últimas predominan bivalvos de mar abierto, estando dominadas por especies de monótidos, mientras que en la franja oriental que nos ocupa, la fauna es de carácter más litoral. Con relación a la edad de esta fauna, resulta significativa la presencia de especies de los géneros *Cassianella*, *Palaeocardita*, *Septocardia*, *Minetrigonia*? y *Zugmayerella*, que en conjunto caracterizan a asociaciones del Triásico tardío de diversos lugares del mundo. Los cuatro primeros géneros no se conocen en tiempos post-triásicos, mientras que la alegada presencia de *Zugmayerella* en el Jurásico inferior requeriría confirmación. Por otro lado, *Otapiria*, *Liostrea* y *Septocardia* no se conocen de depósitos anteriores al Noriano. Por estas razones, y por las relaciones específicas ya mencionadas con faunas noriano-rhaetianas del oeste americano datadas con precisión por amonoideos, se asigna esa antigüedad a los depósitos portadores.

Cambios ambientales Pleistoceno Tardío-Holoceno al este de los Andes: evidencias geológicas en Mallín Aguado (40° 59' S; 71° 18' O)

Rodolfo A. DEL VALLE[1], Juan M. LIRIO[1], Jorge H. NUÑEZ[1], Carlos A. RINALDI[1] y Andrzej TATUR[2]

[1] *Instituto Antártico Argentino, Cerrito 1248, 1010 Buenos Aires*
[2] *Instytut Ecologii-Polska Akademia Nauk, Dziekanow Lesny k. Warszawy, 05-092 Lomianky, Polonia*

La región pantanosa denominada "Mallín Aguado" ocupó una posición marginal en el paleolago pleistoceno "Elpalafquen". Un testigo sedimentario de 14,6 m de longitud se obtuvo en este mallín, como parte del Proyecto Lagos-Comahue desarrollado entre el Instituto Antártico Argentino, el Programa en Gea Bariloche (CONICET) y el Instytut Ekologii (PAN), dentro del Proyecto Internacional sobre Cambio Global. La descripción litológica del testigo Mallín Aguado fue realizada por del Valle *et al.* (1993,

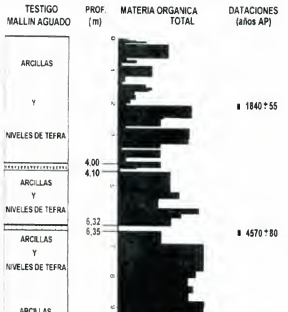


Fig. 1. Perfil litológico esquemático del testigo obtenido en el Mallín Aguado, contenidos en materia orgánica y dataciones por ^{14}C.

1996); estudios palinológicos del mismo testigo fueron publicados por Bianchi (1996).

Se realizaron 5 dataciones ^{14}C del testigo según el método de Libby. El análisis sedimentológico y la interpretación de las determinaciones de los contenidos de materia orgánica total sugieren que en el testigo se han registrado cuatro cambios litológicos principales asociados con variaciones significativas en el contenido orgánico de los sedimentos (Fig. 1). El primer cambio se observa a los 13.15 m, donde depósitos fluvioglaciares arenosos con contenidos bajos de materia orgánica están cubiertos por depósitos arcillosos palustres (13,15 - 11,92 m) con contenidos medios a altos de materia orgánica. Se interpreta que este contacto (ca. 11.320 ± 220 años AP) indica el cambio entre los ambientes proglacial y posglacial. El segundo cambio se halla a 11,92 m, a partir de donde se observan limos con bajo contenido orgánico, indicando un posible retorno a las condiciones fluvioglaciares (ca. 8.930 ± 135 años AP, datación en The Goodwing Institute for Quaternary Research –TGIQR–, Cambridge, UK.); los limos continúan hasta los 11,45 m, donde comienzan arcillas verdes (con niveles de tefra abundantes) y un aumento promedio constante del contenido de materia orgánica, indicando la finalización de la transición hacia las condiciones posglaciales con un sostenido mejoramiento climático. El tercer cambio está representado por un horizonte de arcillas blancas de 3 cm de espesor (6,35 - 6,32 m) con muy bajo contenido en materia orgánica, lo cual sugiere un breve retorno al ambiente proglaciar (?) (ca. 4.570 ± 80 años AP, datación en The Goodwing Institute for Quaternary Research –TGIQR–, Cambridge, UK.). Luego del cual continuó la acumulación de arcillas de color verde (6,32 - 4,10 m) con contenido de materia orgánica de medio a alto. El cuarto cambio se inicia a los 4,10 m, con un descenso brusco en el contenido orgánico y con un nivel de tefra de 10 cm de espesor, para continuar con arcillas verdes y variaciones fuertes en el contenido de materia orgánica hasta el techo de la secuencia. Este cambio puede coincidir con el período seco que ocurrió hace 3.000 años en mallín Book. A partir de 3,50 m, la alta variabilidad de los contenidos orgánicos sugiere cierta correspondencia con la fase final húmeda propuesta a partir de 2.000 años BP. Los cambios descriptos tienen relación con alteraciones en la sedimentación, la vegetación del mallín y la del área circundante, lo cual sería consecuencia de modificaciones ambientales producto, tal vez, de cambios climáticos importantes ocurridos en la región.

Sierras Australes de Buenos Aires: revisión de hipótesis tectónicas

Luis V. DIMIERI y L. R. DI NARDO

Universidad Nacional del Sur, Avda. Alem 1253, 8000 Bahía Blanca

La evolución estructural de las Sierras Australes aún no ha sido dilucidada satisfactoriamente. Se han propuesto varios modelos tectónicos, algunos de ellos incompatibles entre sí. El modelo de la transpresión como responsable del cordón montañoso está fundamentado por: lineaciones de estiramiento en el basa-

mento; zonas de cizalla y porfiroclastos rotados en algunos limbos de pliegues; clivaje transecto; fallamiento de desgarre; y el diseño arqueado del cinturón, entre los mejores criterios. El modelo de la convergencia normal debida a una máxima compresión SO-NE, está basado esencialmente en: la geometría del plegamiento, corrimientos, clivaje de plano axial y la ubícua vergencia NE de las estructuras de los Grupos Ventana y Curamalal. Al analizar estos modelos debe considerarse que: 1) aún no se ha reconocido fallamiento transcurrente con importantes desplazamientos; sólo ha sido inferido en base a lineamientos geomórficos, brechas, lineaciones de estiramiento, ejes oblícuos de clastos deformados, y algunos contactos estratigráficos desplazados; 2) algunos indicadores cinemáticos dúctiles, lineaciones de estiramiento oblícuas y clivaje transecto son problemáticos en los modelos que no consideran importante al cizallamiento en planta; 3) el diseño arqueado de las sierras sugiere cizallamiento en planta, si bien puede ser un proceso primario o secundario; 4) uno de los indicadores más confiables es el diaclasamiento, sin embargo ha sido poco utilizado; en general presenta simetría respecto del plegamiento; 5) las reversiones regionales de la vergencia no ha llamado la atención de los investigadores; sin embargo la vergencia SO del Grupo Pillahuincó, en contraste con la notable vergencia NE de los Grupos Ventana y Curamalal sugieren regiones de superposición de vergencias o "zonas triangulares" a lo largo del valle del río Sauce Grande.

Particionamiento de la deformación neógena debido a la convergencia oblicua a través de los Andes norpatagónicos (Argentina)

M. DIRAISON[1], P. R. COBBOLD[1], E. A. ROSSELLO[2] y A. J. AMOS[3]

[1] *Géosciences-Rennes (UPR 4661 du CNRS), Université de Rennes I, 35042 Rennes Cedex, Francia*
[2] *CONICET, Universidad de Buenos Aires, Departamento de Ciencias Geológicas, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires*
[3] *PROGEBA, Apartado 47, 8400 San Carlos de Bariloche*

En los Andes norpatagónicos, la superposición de mapas geológicos y topografías digitalizadas muestra una tectónica neógena transpresiva de gran escala, donde las sedimentitas neógenas que conforman la cuenca de antepaís Nirihuau y las vulcanoclastitas paleógenas de la Formación Ventana exhiben claras evidencias de deformación. Los principales fallamientos se disponen submeridianalmente y son transpresivos dextrales. En cambio, entre las localidades de Bariloche (41° S) y El Bolsón (42° S) se observa que el extremo septentrional de la Cuenca Nirihuau ha sido cabalgado con vergencia al NE por el basamento ígneo de la Cordillera de los Andes. Datos cinemáticos de estrías de falla proporcionan evidencias estructurales, tanto del espesamiento cortical como del fallamiento transcurrente: i) las fallas inversas mayores dispuestas NO-SE cabalgan hacia el NE, formando bordes de cuencas cenozoicas de tipo antepaís y/o rampas, a veces invirtiendo grábenes mesozoicos y ii) fallas transcurrentes dextrales subverticales se disponen submeridianamente con sus estructuras conjugadas de tipo senestral y ubicadas sublatitudinalmente. De esta manera, a escala regional, se puede observar para este tramo de los Andes norpatagónicos un particionamiento de la deformación, cinemáticamente compatible con la convergencia entre la placa de Nazca y la Sudamericana.

El Bloque de Chadileuvu: *splay* neopaleozoico de la megazona de cizalla Río Colorado?

María Silvia JAPAS

CONICET, Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Buenos Aires

El Bloque de Chadileuvú constituye un unidad geológica con características propias, si bien ha sido considerada tradicionalmente como la transición entre Sierras Pampeanas y el Bloque de San Rafael. La

escasa exposición de las unidades paleozoicas, y la consiguiente incertidumbre acerca de sus características estratigráficas y estructurales, contribuyó en gran medida a que esta propuesta fuese considerada como válida durante mucho tiempo. Los resultados del relevamiento micro y mesoestructural de la secuencia pérmica (Formación Carapacha) aflorante en el sector mejor expuesto, comprendido entre la localidad de Puelches y El Puesto La Luz, permiten caracterizar el régimen deformativo y la evolución cinemática neopaleozoica del área. Así, se presentan algunas evidencias en favor del desarrollo y evolución de un *horse* asociado a un *splay* de una megazona de cizalla senestral (faja de cizalla pericratónica gondwánica austral), la cual coincidiría aproximadamente con el curso del río Colorado. Este *splay* habría sido activo durante el Neopaleozoico y sería el responsable tanto de la configuración de la Cuenca de Carapacha, como de la estructuración principal del Bloque de Chadileuvú.

Aporte del análisis de fábrica deformacional al estudio cinemático regional de la faja andina

María S. JAPAS

CONICET, Departamento de Ciencias Geológicas, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires

La presente contribución plantea la posibilidad de analizar la deformación de la faja orogénica andina bajo la óptica del análisis del arreglo espacial geométrico de las estructuras planares principales, en plano horizontal, con la finalidad de reconocer aquellos lineamientos que revisten importancia cinemática en la evolución de la cadena deformada. Sobre esta base se reconocieron los distintos lineamientos cinemáticos para el área comprendida entre los 22° y 36° de lat. S y los 62° y 71° de long. O. Se señalaron algunas posibles vinculaciones de estos lineamientos cinemáticos con las sedimentitas cretácicas y terciarias, como así también, y sobre la base de la importancia relativa de los juegos conjugados de los lineamientos propuestos, con respecto a un probable cambio en la dirección de convergencia de la Placa de Nazca.

La edad del Granito de Lago Puelo, Chubut

Enrique LINARES[1] y Héctor A. OSTERA[1,2]

[1] Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS)
[2] Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires

La evolución temporal y espacial del magmatismo andino en la provincia del Chubut ha sido considerada por diferentes investigadores (Toubes y Spikermann 1973; González Bonorino 1979; Haller y Lapido 1980; Lizuaín 1981; González Díaz 1982; Cingolani *et al.* 1991). Sin embargo, la magnitud de la tarea que ello implica hace que la misma diste mucho de estar completada. Como parte de un acuerdo de investigación conjunto encarado por el Programa de Geología GEA (PROGEBA) e INGEIS, y sobre la base de una serie de muestras de la zona en consideración colectadas por el Dr. Arturo J. Amos, en esta oportunidad se presentan los primeros datos radimétricos de una muestra de granodiorita del sur del cerro Cuevas, en la zona del lago Puelo. El Complejo Granítico Lago Puelo, CGLP (Lizuaín 1981), está constituido por un conjunto de dioritas, tonalitas, granodioritas y granitos de edades predominantemente Cretácico-Terciario (Lizuaín 1981), con picos de actividad durante el Cretácico coincidentes con los detectados para la Cordillera Patagónica (González Díaz 1982). La muestra analizada corresponde a una granodiorita con anfibol del llamado distrito Serrucho-Piltriquitrón (Amos, com. verbal) y se ubica en el extremo sur del cerro Cuevas sobre la margen oeste del lago Puelo. El análisis radimétrico se efec-

tuó por medio del método potasio-argón sobre anfíbol, con los siguientes resultados analíticos: K: 2.13%, ^{40}K: 6.358 x 10^{-10} mol/g, ^{40}Ar-rad: 2.325 x 10^{-10} mol/g, ^{40}Ar-atm: 46.4%, Edad: 62 ± 2 Ma

Este resultado lleva a sugerir la posibilidad de la presencia en el Complejo antes citado, de un pulso de actividad magmática ubicado en el límite Cretácico-Terciario, que será necesario confirmar con una mayor cantidad de dataciones. La información geocronológica obtenida es acorde con la posición estratigráfica de la muestra analizada, ya que la Formación Piltriquitrón constituye la caja del Complejo y éste a su vez está cubierto al sur del lago Puelo (cerro Plataforma) por sedimentos marinos del Terciario inferior.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Cingolani, C. A., Dalla Salda, L. H., Herve, F., Munizaga, F., Pankhurst, R. J., Parada, M. A. y Rapela, C. W., 1991. The Magmatic Evolution of Northern Patagonia: New impressions of pre-Andean and Andean tectonics. En: Harmon, R. S. y Rapela, C. W. (Eds.): Andean Magmatism and its Tectonic Setting. Geological Society of America, Special Paper, 265. Boulder, Colorado, USA.

González Bonorino, F., 1979. Esquema de la evolución geológica de la Cordillera Nord Patagónica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 34 (3): 184-202.

González Díaz, E. F., 1982. Chronological Zonation of granitic plutonism in the Northern Patagonian Andes of Argentina: The migration of intrusive cycles. En: Linares, E., Cordani, U. G. y Munizaga, F. (Eds.): Symposium Magmatic Evolution of the Andes, París 1980. Earth Science Reviews, 18: 365-393. Elsevier. Amsterdam, Holanda.

Haller, M. J. y Lapido, O. R., 1980. El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35 (2): 230-247.

Lizuaín, A., 1981. Características y edad del plutonismo en los alrededores del lago Puelo, provincia del Chubut. Actas 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis), 3: 607-616. Buenos Aires, Argentina.

Toubes, R. O. y Spikermann, J. P., 1973. Algunas edades K/Ar y Rb/Sr de plutonitas de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40° y 44° de latitud Sur. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 28 (4): 382-396.

La glaciación carbonífera-pérmica en la Argentina y su contexto gondwánico

Oscar R. LOPEZ GAMUNDI

Texaco, Exploration Division, 4800 Fournace Place, Bellaire, Texas 77401, EE.UU.

Innumerables contribuciones sobre aspectos sedimentológicos, lito- y bioestratigráficos y paleomagnéticos han contribuído a la mejor comprensión de la extensión areal y temporal de la glaciación carbonífera-pérmica en Argentina y áreas vecinas. En particular, los trabajos de Amos y Rolleri (1965) y Frakes, Amos y Crowell (1969) constituyen contribuciones fundamentales para la construcción de un esquema estratigráfico para los depósitos de origen glacial en la Argentina. Tres principales episodios glaciales pueden distinguirse dentro del período glacial carbonífero-pérmico: 1) Episodio glacial del fin del Devónico - Carbonífero temprano: el registro sedimentario de este episodio es fragmentario y ha sido documentado en la zona de Titicaca (Bolivia) y las cuencas de Solimoes y Amazonas (Brasil). Está representado por pelitas marinas clastos caídos y es considerado como el registro más antiguo de la glaciación gondwánica del Paleozoico tardío. 2) Episodio glacial del Carbonífero medio: ampliamente distribuído en Argentina, este episodio incluye las diamictitas de origen mayormente glacimarino del oeste argentino (cuencas de Calingasta-Uspallata y Paganzo), Patagonia (cuenca de Tepuel) y norte argentino y Bolivia (cuenca de Tarija). Centros glaciales periféricos a la calota glacial centrada en Sudáfrica proveyeron de material detrítico a las cuencas anteriormente mencionadas. 3) Episodio glacial del Carbonífero tardío - Pérmico temprano: este episodio está registrado mayormente en las cuencas de Paraná (Brasil, Paraguay, Uruguay) y del Karoo (Sudáfrica). Depósitos glaciales equivalentes se hallan distribuídos en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, Islas Malvinas y cuenca Chaco-paranaense. La migración de los centros de dispersión glacial tuvo un control significativo sobre la distribución areal y temporal de los depósitos glaciales. Las características de los mismos fueron controladas por el tipo de glaciación imperante (glaciares alpinos o calotas glaciales), ubicación marginal o central dentro de la cuenca, e interacción con los cambios del nivel del mar (glacieustasia, subsidencia tectónica y tasa de sedimentación) y otros agentes de sedimentación (oleaje, flujos de gravedad).

El contacto entre las rocas graníticas y las sedimentitas en el cerro Colorado, Sierras Australes de Buenos Aires

Armando C. MASSABIE[1] y Eduardo A. ROSSELLO[1,2]

[1] *Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires*
[2] *CONICET*

A partir de la realización de diversas campañas a la comarca del cerro Colorado, ubicado en la porción sudoccidental de las Sierras Australes de Buenos Aires, se efectuaron relevamientos y muestreos de las dos principales unidades litológicas aflorantes en el sector. Las formaciones presentes corresponden a rocas graníticas referidas al basamento de la región y a sedimentitas cuarcíticas integrantes del Grupo Curamalal. Este sector tiene la particularidad, poco común en la zona, de ofrecer la exposición directa, en un sector reducido, del contacto entre las unidades mencionadas el cual ha sido motivo de interpretaciones diversas. Su calificación geológica cobra relieve en el marco del conocimiento de la historia geológica y evolución tectónica de las Sierras Australes. Sobre la base de los antecedentes disponibles se discuten los diferentes argumentos previos empleados para la interpretación del contacto y se aporta nueva información para su caracterización como contacto intrusivo, a diferencia de anteriores opiniones que lo consideraron directamente discordante, o bien discordante afectado a su vez por deformación tectónica. A la primera de las opciones aludidas se opone la presencia de rocas micrograníticas y granófiros en contacto directo y neto con las cuarcitas sabulíticas, y a la segunda, la ausencia de texturas indicativas de deformación penetrativa planar y lineal en las rocas graníticas del sector de contacto con las sedimentitas plegadas y clivadas del Grupo Curamalal.

Los quironómidos fósiles como indicadores de paleoproductividad

Julieta MASSAFERRO

CONICET, PROGEBA, Apartado 47, 8400 San Carlos de Bariloche

Entre los grupos fósiles más estudiados en sedimentos lacustres, se encuentran estas larvas de insectos bentónicos llamados quironómidos, los cuales son considerados excelentes paleoindicadores de condiciones ambientales lacustres. Desde mediados de este siglo, los fósiles de estos insectos acuáticos han sido utilizados como índices de paleoproductividad, de eutrofización cultural, de acidificación, de salinidad y, más recientemente, como indicadores de variaciones climáticas. De esta manera, desde 1991, el análisis de los restos fósiles de quironómidos en sedimentos lacustres es parte de los estudios multidisciplinarios que se vienen desarrollando dentro del marco del Proyecto Lagos-Comahue del Programa en Gea Bariloche para la reconstrucción paleoambiental glacial-postglacial en los lagos de nuestra Patagonia. Para la región andino-patagónica existen muy pocos antecedentes limnológicos en cuanto a fauna bentónica dulceacuícola se refiere, y más escasos aún son los trabajos de investigación referidos a cambios paleoambientales ocurridos durante la fase postglacial en la Patagonia. Referentes a los quironómidos presentes en la región, se pueden citar únicamente los trabajos taxonómicos de Edwards (1931), Brundin (1958, 1966), Reiss (1972) y Paggi (1978, 1984, 1987). Con la creación del PROGEBA, CONICET se ha incrementado la producción de trabajos de investigación en el área del Parque Nacional Nahuel Huapi como así también, se han desarrollado importantes vínculos de trabajo interdisciplinario no sólo a nivel nacional sino también vínculos de cooperación científica con distintas instituciones internacionales.

Actividad sísmica y neotectónica del valle de Choromoro (Provincia de Tucumán)

R. MON, L. del V. ABASCAL y A. VEGA CARO

Geología Estructural, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán

El valle de Choromoro es una amplia depresión situada entre las Cumbres Calchaquíes y la sierra de Medina que registra numerosos antecedentes sísmicos, tanto instrumentales como históricos. La actividad sísmica es significativa, con sismos de hasta seis grados en la escala de Richter; por ejemplo, en el año 1826 fue totalmente destruido el pueblo de Trancas. Coincidentemente, las secuencias cuaternarias del valle muestran notables evidencias de una actividad tectónica muy reciente. El rasgo más significativo es una escarpa de falla sobre el flanco occidental de la sierra de Medina, que se sigue en las fotografías aéreas a lo largo de 8 km. En uno de sus afloramientos se observa una secuencia cuaternaria de areniscas medianas, grises, con niveles conglomerádicos, que se asienta discordantemente sobre la Formación Río Salí (Terciario). La superficie de contacto entre ambas entidades muestra un desplazamiento normal de 7 m, donde el labio oriental es el labio deprimido. Basándose en el hecho de que en el borde oriental andino a partir de los 9 Ma predomina el fallamiento normal y que los mecanismos focales de los sismos estudiados indican extensión en el sentido E-O, y que la cinemática de la falla estudiada es congruente, es probable que esté relacionada a la sismicidad actual. Esta zona coincide con un sector subhorizontal de la superficie de subducción de la placa de Nazca, donde se registran numerosos sismos de prufundidades menores a 100 km.

Microfósiles lacustres con amplia distribución geográfica en el Aptiano sudamericano y su significado geológico

E. A. MUSACCHIO

Burmeister 3834, 9005 Comodoro Rivadavia

Diversas cuencas sedimentarias cretácicas sudamericanas incluyen sedimentos aptianos no marinos. En Patagonia, dos casos que conviene ahora mencionar están representados por la facies lacustre de la Formación Pozo D-129, en la cuenca del Golfo San Jorge, y también por algunos pocos episodios del mismo origen de la Formación Ranquiles, en la cuenca neuquina. En ambos casos, se conocen especies de ostrácodos y carófitos que muestran amplia distribución geográfica, ya que aparecen también en otras regiones sudamericanas; por ejemplo en sedimentos del tipo posrift del *andar* Alagoas en Brasil. Algunas de estas mismas especies, representadas en otros continentes, pueden ser consideradas pandémicas. La dispersión que alcanzan algunas especies lacustres durante el Aptiano es infrecuente, en cambio, en las asociaciones del Cretácico temprano. La posibilidad de trasponer las barreras geográficas de aislamiento, que parecen limitar en cambio el intercambio de las asociaciones eocretácicas, tiene su explicación geológica en un fenómeno de rejuvenecimiento (*uplift*) que se registra durante el Barremiano terminal - Aptiano inicial. Este rejuvenecimiento está documentado en diversas cuencas dentro del dominio del Gondwana, aproximadamente durante el mismo intervalo del tiempo. En América del Sur, son numerosos los distritos geológicos, que permiten reconocer una disposición discordante

o pseudoconcordante de los sedimentos aptianos sobre el sustrato respectivo. En muchos casos, este sustrato incluye depósitos sedimentarios cuneiformes y con limitada extensión areal, depositados en bolsones. Las asociaciones micropaleontológicas eocretácicas que se han descripto en los mismos muestran marcado endemismo. La novedad del intercambio geográfico al que alude la presente comunicación, está relacionada con la aparición de un cambio significativo en la geografía de las áreas continentales, a partir del inicio del Cretácico medio (Barremiano terminal?-Eoaptiano). Por su parte, diferentes sectores del margen occidental del Gondwana muestran evidencias de una importante subsidencia tectónica; éste último fenómeno, se irá acentuado hacia el término del Aptiano y durante el Albiano. Este panorama sugiere la presencia de un comportamiento geo-histórico coherente para todo el continente durante el Aptiano, regulado por fenómenos de amplia extensión en el planeta, con los que se relaciona también una etapa del desmembramiento del Gondwana.

Musacchio, E. A., Vallati, P. y Simeoni, M., 1996. Microfósiles no marinos del Cretácico en Patagonia: sus relaciones con faunas brasileñas. Bol. 4 Simp. Cret. do Brasil: 189-193. Rio Claro.

Estratigrafía y sedimentología de la Formación Sloggett (Terciario), Tierra del Fuego, Argentina

Eduardo B. OLIVERO[1], Sergio MARENSSI[2], Sergio SANTILLANA[2] y Daniel MARTINIONI[1]

[1] *Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC, CONICET), Avda. Malvinas Argentinas s/n, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego*
[2] *Instituto Antártico Argentino, Cerrito 1248, 1010 Buenos Aires*

Las sedimentitas con carbón de bahía Sloggett, insertas en el núcleo deformado y metamorfizado de los Andes fueguinos, constituyen un rasgo llamativo y enigmático. La sucesión sedimentaria está imbricada tectónicamente entre las volcanitas de la Formación Lemaire (Jurásico superior) y se compone de un espeso paquete subvertical de fanglomerados y conglomerados (Formación Punta Cactus, 125 m). En contacto de falla, sigue la Formación Sloggett que define un sinclinal asimétrico, sobre cuyo limbo oriental cabalga un bloque corrido de la Formación Lemaire. La Formación Sloggett presenta una compleja geometría de lentes y bancos interdigitados, conformando dos miembros y cuatro asociaciones de facies (AF). En la base, el Miembro Gris (40 m) se compone de fangolita gris oscuro y capas carbonosas, con fragmentos vegetales (AF 4), cortados erosivamente por lentes de conglomerado y sabulita (AF 2). En contacto neto, el Miembro Bayo (55 m) de colores abigarrados (amarillo rojizo y negro), contiene una compleja unidad lenticular conglomerádica mayor (AF 1), que se interdigita lateralmente con paquetes heterolíticos (fangolita-arenisca muy fina) y capas de carbón con grandes troncos (AF 3) y lentes conglomerádicos menores (AF 2). Las facies sugieren un ambiente fluvial con alta carga suspensiva, probablemente anastomosado, húmedo y vegetado. El Miembro Gris representaría depósitos de planicie de inundación, lagunas y pantanos restringidos (AF 4), cortados por canales distales menores (AF 2). La brusca superposición de la AF 1 (canales mayores) en la base del Miembro Bayo sugiere avulsión. Las AF 3 y 2, adosadas lateralmente, representarían depósitos de albardón y de desborde. Los colores amarillentos y rojizos, sugieren circulación permanente de agua y/o exposición subaérea. Los conglomerados gruesos de la Formación Punta Cactus indican, al igual que en la Formación Sloggett, procedencia de la Formación Lemaire. La uniformidad composicional de la Formación Punta Cactus, su asociación con depósitos fluviales y los colores dominantes, amarillentos y rojizos, sugieren depositación en abanicos aluviales. La estructura de los depósitos terciarios, su composición litológica uniforme y sus relaciones geométricas con la Formación Lemaire sugieren depositación sintectónica, asociada a un frente activo de corrimiento. Alternativamente, se podría interpretar que las sedimentitas terciarias se depositaron en una pequeña cuenca de desgarre.

La impronta meteórica en el magmatismo Terciario de la Cordillera Principal

Héctor A. OSTERA

Instituto de Geocronología y Geología Isotópica, Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Pabellón INGEIS, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires

La interacción entre aguas circulantes (meteóricas) e intrusivos ha sido objeto de numerosos estudios (Taylor 1974, 1978, 1988) que utilizan básicamente la diferencia sustancial entre la composición isotópica del oxígeno e hidrógeno de las rocas y la de las aguas intervinientes, permitiendo cuantificar a través de diferentes modelos la relación agua/roca durante el emplazamiento de intrusivos. Recientes trabajos han enfatizado el rol que estos procesos juegan en el desarrollo de depósitos minerales de interés económico. Asimismo han podido postular velocidades de ascenso para la Cordillera de los Andes (Taylor *et al.* 1997). Los primeros resultados obtenidos sobre intrusivos del Terciario tardío en el ámbito surmendocino de la Cuenca Neuquina (Ostera 1996) revelan la existencia de interacciones roca-agua y una cuantificación preliminar de la misma. Esto permite abrir interesantes posibilidades en la prospección y búsqueda de yacimientos asociados a los procesos involucrados. Como consideración adicional, se presenta la factibilidad de establecer paleoaltitudes para el Terciario tardío.

Ostera, H. A., 1996. Geología, Geocronología y Caracterización Geoquímico-Isotópica del Magmatismo Terciario en el área del cerro Serrucho, Departamento Malargüe, Mendoza, Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. (Inédito).

Taylor, H. P. Jr., 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. Economic Geology, 69: 843-883.

Taylor, H. P. Jr., 1978. Oxygen and Hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. Earth and Planetary Science Letters, 38: 177-210.

Taylor, H. P. Jr., 1988. Oxygen, hydrogen and strontium isotope constraints on the origin of granites. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 79: 317-338.

Taylor, B. E., Mackee, E. H. y Sillitoe, R. H., 1997. South American Symposium on Isotope Geology, Extended Abstracts, 25-26. Campos do Jordao, Brasil.

Estudio preliminar de las tefras del valle del río Maquinchao inferior

Valeria OUTES y Gustavo VILLAROSA

CONICET, PROGEBA, Apartado Postal 47, 8400 Bariloche, Río Negro

Como parte del proyecto "Lagos Comahue" (actualmente en ejecución a través de convenios con IAA; ETH Zürich; Institute of Ecology, Polonia), se levantaron perfiles en el valle del río Maquinchao inferior que comunica a la laguna Cari-Laufquen Chica con la laguna Cari-Laufquen Grande. Se identificaron niveles de tefra que aparecen en diferentes posiciones estratigráficas y que podrían resultar de suma utilidad como marcadores cronoestratigráficos. Podría tratarse de cenizas correspondientes a dos episodios separados en el tiempo o de un único evento que quedó registrado en distintas facies. Se presentan los primeros resultados tendientes a caracterizar a las tefras de cuatro perfiles seleccionados. Las muestras estudiadas corresponden a tefras de caída de tamaño ceniza (<2 mm). Tres de los perfiles están constituídos por cenizas vítreas (hasta un 90% de vitroclastos) y en el cuarto perfil se observan cenizas más gruesas caracterizadas por su contenido de minerales máficos. Las trizas presentan estructuras variadas no pudiéndose establecer patrones que sugieran la existencia de niveles diferenciables. Predomina el vidrio incoloro y únicamente en el perfil con abundantes cristaloclastos se observa la presencia de vidrio oscuro. Este se presenta como fragmentos masivos que poseen una superficie circular cóncava, resultado de la fractura concoidea del vidrio del cual provienen y producto de la abrasión producida durante el transporte. La composición química de los vidrios (elementos mayores, SEM-EDS) no varía en forma visible lo cual explica las pequeñas diferencias halladas en los índices de refracción (1.510 < n <

1.530) y que son insuficientes para permitir distinción entre unidades, además el índice de refracción no constituye en sí mismo un parámetro concluyente para diferenciar unidades dado que aumenta con la hidratación. La presencia de ostrácodos, especies indicadoras de ambientes lacustres y salinos, en tres de los perfiles coincide con las observaciones estratigráficas que indican condiciones de sedimentación lacustre. Para el perfil rico en cristaloclastos, vidrio oscuro y carente de ostrácodos, se propone un ambiente de mayor energía. Dadas las similitudes en los parámetros estudiados para las tefras de los cuatro perfiles se propone la existencia de una única unidad téfrica. La presencia de máficos y vidrio oscuro en uno de ellos se atribuye a fenómenos de fraccionamiento sedimentario.

The history of Gondwanan mammals, the other history

R. PASCUAL

Departamento Paleontología Vertebrados, Museo de Ciencias Naturales La Plata, Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata

Recent years have seen the gradual discovery in northern hemisphere continents of Cretaceous samples from an unexpected episode in the evolution of the most advanced mammals, a radiation of species having tribosphenic molars, but ones that seem to have their own specializations in the absence of features pointing to either marsupial or placental affinities. In spite of this, they did not change the general pattern of evolution followed by land mammals in the northern hemisphere. The number of location of researches, and the known post-Cretaceous chorological events conveyed to believe that Laurasia was the center of terrestrial vertebrate evolution. That is why this northern hemisphere pattern became "the model" to interpret the global history of mammals. Although the record of Mesozoic mammalian evolution in Gondwanan continents in extremely poor relative to that in the Laurasian continents, the scarce South American (Patagonian) and Australian Cretaceous record suggests that it was extraordinarily extensive and intensive, and particularly distinct to that succeeded in the Laurasian continents. Contrary to what happened in Laurasian continents, the Monotremata are the unique survivors of the Mesozoic Gondwanic radiation, which, otherwise, quite eloquently expressed how intensive and distinct this radiation was. The remaining late Cretaceous-earliest Tertiary non-trobosphenic mammals so far recorded in South America (*e.g.* Gondwanatheria), demostrate that Gondwanan mammals evolved as vicariant groups of those from Laurasia. Quite importantly, even the pretribosphenic ones (*e. g.*, Prototribosphenida) radiated into species having a mosaic of primitive and derive features shared with the most primitive Laurasian Eutheria.

Alcances regionales de la transpresión paleozoica tardía de las Sierras Australes de Buenos Aires, Argentina

Eduardo A. ROSSELLO[1,2], Armando C. MASSABIE[1], Oscar R. LÓPEZ-GAMUNDÍ[3], Peter R. COBBOLD[4] y Denis GAPAIS[4]

[1] *CONICET*

[2] *Universidad de Buenos Aires, Departamento de Ciencias Geológicas, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires*

[3] *TEXACO Inc., Central Exploration Department, Fournace Place, Bellaire, 77401 Texas, EE. UU.*

[4] *Geosciences-Rennes (UPR 4661 du CNRS), Université de Rennes I, 35042 Rennes Cedex, Francia*

El margen atlántico de Argentina central exhibe 3 regiones con sedimentitas paleozoicas: i) Sierras Australes de Buenos Aires; ii) Sierras Septentrionales de Buenos Aires y iii) Patagonia nororiental. To-

das poseen un estilo tectónico común impreso por una deformación neopaleozoica, aunque actualmente están aislados por sedimentos meso-cenozoicos relacionados con la apertura del Atlántico. En las Sierras Australes, la Fm. Tunas es crucial para la comprensión de la evolución tectono-sedimentaria de la región durante el Paleozoico tardío. En las Sierras Septentrionales de Buenos Aires, sedimentitas precámbricas a paleozoicas inferiores descansan sobre el basamento cristalino precámbrico y acusan fallamientos transcurrentes dextrales con componentes cabalgantes hacia el NE. En la Patagonia nororiental se identificó una deformación pérmica sobre metasedimentos silúricos de la Fm. Sierra Grande, con acortamientos sublatitudinales a partir de transcurrencias dextrales y plegamientos dispuestos submeridianalmente. Se reconocen grandes estadios comunes dentro de la evolución paleozoica tectonosedimentaria de las regiones consideradas: i) plataforma eopaleozoica asociada a una subsidencia acelerada evidenciada por transgresiones silúricas a devónicas tempranas; ii) sedimentación y deformación paleozoica tardía con depósitos carboníferos a pérmicos tempranos de las Sierras Australes y la cuenca del Colorado vinculados como una fase inicial de extensión seguidos por una sedimentación en cuenca de antepaís considerada como parte de una comprensión mayor de tipo andina intracontinental de Gondwana sudoccidental y caracterizada por transpresión dextral con cabalgamientos hacia el NE y acortamientos horizontales sublatitudinales.

La luminiscencia mineral como método de datación en la geología del Cuaternario: aplicaciones en sedimentos de la región del Comahue

S. A. VALENCIO[1] y A. J. AMOS[2]

[1] *CONICET, INGEIS, Ciudad Universitaria, Pabellón INGEIS, 1428 Buenos Aires*
[2] *CONICET, PROGEBA, Apartado Postal 47, 8700 S.C. de Bariloche, Río Negro*

La exposición de los cristales minerales a radiación ionizante produce electrones libres, que migran hacia defectos e impurezas de la red cristalina, donde quedan atrapados. Su liberación mediante la introducción de energía (calor, luz estimulante), les permite recombinarse con cargas opuestas en defectos cristalinos conocidos como centros luminiscentes, produciendo una descarga de luz llamada luminiscencia (termoluminiscencia, luminiscencia estimulada ópticamente). La datación por luminiscencia se basa en que la intensidad de la señal luminiscente es directamente proporcional al número de electrones atrapados en los cristales minerales, que a su vez es directamente proporcional al tiempo de exposición a radiación ionizante. Entonces, la edad de una muestra se obtiene determinando: 1) la dosis equivalente (Gy), que es la dosis de radiación requerida para producir una señal luminiscente que iguale a la natural; 2) la dosis de radiación anual (Gy/año). La edad por luminiscencia representa la última exposición de la muestra al calor (> 500° C) o a la luz solar, ya que ambos producen la expulsión de los electrones atrapados durante su historia geológica previa (mecanismo de puesta a cero). Por lo tanto, esta metodología es apta para la datación de cenizas volcánicas, flujos de lava, sedimentos cocidos, loess, arenas de duna y playa, y sedimentos oceánicos, lacustres, glacifluviales y glacilacustres, entre otros. La importancia de la datación por luminiscencia en la geología del Cuaternario radica fundamentalmente en que: cubre el rango de edad (1 a 500) ka y utiliza minerales de aparición frecuente en la naturaleza como cuarzo y feldespato potásico. Para contribuir al conocimiento de la cronología glaciaria en la región del Comahue, se aplicó esta metodología en: 1) sedimentos glacilacustres del Drift Anfiteatro, Anfiteatro del río Limay, Neuquén. Edad TL (63,5 ± 9,2) ka y OSL (65,5 ± 9,2) ka; 2) sedimentos con aspecto de loess, que cubren los depósitos glaciarios, Villa La Angostura, Neuquén. Edad no confiable debido a que el feldespato potásico exhibe *anomalous fading*.

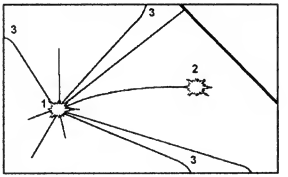
Una idea acerca de la propagación de fracturas

Bernabé J. QUARTINO

Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos (CIRGEO), Ramírez de Velasco 847, 1414 Buenos Aires

Las fracturas se ofrecen al geólogo como un fenómeno ya cumplido en el cual si la propagación se produjo es sólo escasamente deducible. En un medio homogéneo, tal el caso de un vidrio, es posible apreciar la propagación si un impacto se ha producido sobre él, de manera tal que en el lugar del impacto nacen fracturas que se propagan hasta el borde del vidrio o el marco, donde se liberan los esfuerzos. Pero lo que vale observar es el trazado de las roturas en las proximidades de ese borde. Si la fractura se halla en ángulo agudo respecto del borde o plano de liberación de esfuerzos se curva en la cercanía de dicho borde de manera de alcanzarlo con un ángulo mayor. En una palabra será difícil hallar roturas o fracturas que formen ángulo muy pequeño respecto del plano de liberación, pudiendo ser este plano el borde del vidrio, como se ha explicado, o una fractura preexistente. Este último caso es de interés por ser aplicable al encuentro de fracturas sucesivas. La explicación de este fenómeno merecería un trabajo especial si ello es posible, pero aquí quizás baste comparar con la ley o principio de Fermat en cuanto a que un haz de luz se propaga de manera de hacerlo en el menor tiempo. Precisamente en el caso de las fracturas del vidrio ello sucede por transitar, al producirse la curvatura, un camino más corto que si hubiera continuado hasta un encuentro en ángulo agudo con el borde o fractura previa.

La aplicación de estas consideraciones al campo geológico conlleva la dificultad de la previsible inhomogeneidad contrastante con el caso del vidrio altamente homogéneo. La inhomogeneidad trae consigo además el tema de la refracción de las fracturas, en similitud o comparación con la propagación de la luz, armónica con el principio de Fermat. En los macizos litológicos quizás la menor inhomogeneidad se halle en los batolitos graníticos en los cuales la aplicación de lo dicho antes tenga un color de verdad. Un primer resultado consistirá en que será muy difícil el encuentro de dos fracturas en ángulo muy agudo. Debe preverse la excepción cuando las segundas fracturas fueron producidas por esfuerzos de gran intensidad relacionados con alta velocidad de propagación.

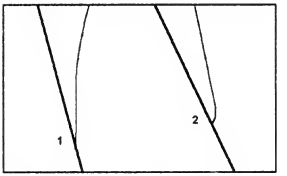


1: Impacto
2: Orificio previo
3: Curvatura

Fractura previa normal al plano del vidrio o vertical en el terreno

Fracturas posteriores

Figura 2



Fractura previa

Fractura posterior

1: Encuentro que difícilmente exista

2: Encuentro muy posible

Figura 1.

Opérculos *in situ* en gastrópodos del Pérmico inferior de la Cuenca Tepuel-Genoa, provincia del Chubut

Nora SABATTINI

Departamento Paleozoología Invertebrados, Museo de Ciencias Naturales, 1900 La Plata

Los hallazgos de opérculos *in situ* están conceptuados entre los fósiles más raros conocidos. Dentro de los Pleurotomarioidea fósiles solo se han registrado los opérculos, aislados, de un solo género: *Ceratopea* Ulrich, de antiguedad ordovícica; los vivientes presentan un opérculo multispiral corneo. En los Trochoidea la presencia de opérculo se conoce en varias familias y es de tipo multispiral o paucispiral (corneo o calcáreo), pero este es el primer registro para la Familia Holopeidae. El material estudiado pertenece a la cuenca Tepuel-Genoa (Zona de *Tuberculatella*, del Pérmico inferior), Provincia del Chubut y corresponde a dos especies pertenecientes a la Superfamilia Pleurotomarioidea: *Callitomaria tepuelensis* Sabattini y Noirat (9 especímenes) y *Mourlonia* sp. (2 ejemplares) y a la Superfamilia Trochoidea: *Cinclidonema sueroi* Sabattini (1 ejemplar). Los opérculos son de tipo concéntrico o multispiral. Las citadas especies se hallan registradas en varias localidades y niveles de la cuenca, pero los especímenes con opérculo preservado se hallan presentes sólo dentro de concreciones, en las localidades de La Carlota, cerro Toba y casa Roelse. Encontrar los opérculos *in situ*, en gastrópodos presentes sólo dentro de concreciones, sugiere condiciones muy especiales de preservación derivadas de factores ajenos a la naturaleza del esqueleto.

El límite Carbonífero-Pérmico en la República Argentina

Arturo C. TABOADA y Carlos R. GONZÁLEZ

Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán

Los afloramientos del Carbonífero y Pérmico que contienen niveles marinos en la Argentina, afloran en forma discontinua desde el NO de la provincia de La Rioja hasta la región centro-occidental de la provincia del Chubut. Las cuencas neopaleozoicas del oeste de Argentina y Patagonia central, contienen el registro más completo del Carbonífero marino del Gondwana. Ellas continuaron subsidiendo hasta los tiempos más tempranos del Pérmico, de manera que constituyen uno de los lugares con mayores posibilidades para establecer el límite entre los dos Sistemas en la Argentina. Las evidencias paleontológicas actualmente disponibles permiten señalar que el límite Carbonífero-Pérmico en la Argentina se encuentra en un nivel, aún no determinado, entre la fauna de *Buxtonia-Heteralosia* y/o su posible equivalente fauna de *Tuberculatella* y la primera aparición de la fauna de *Costatumulus*. Ahora bien, la determinación de la ubicación del punto o nivel del límite Carbonífero-Pérmico en la Argentina, debe ser motivo de un cuidadoso análisis bioestratigráfico. En la secuencia de Uspallata, las relaciones estratigráficas entre esos niveles están obscurecidas por complicaciones tectónicas, en tanto que en la sierra de Tepuel, las asociaciones faunísticas no son completamente conocidas. Sin embargo, las últimas investigaciones de campo permiten anticipar que, al igual que en el Carbonífero, existen también en el Pérmico Temprano, notables similitudes entre las secuencias de Australia y Argentina. Ello es especialmente notable si se comparan las secuencias de Patagonia y Tasmania. Esto revela que en ambas regiones existieron condiciones ambientales similares, donde las bajas temperaturas extendieron las glaciaciones desde el Viseano-Namuriano, hasta el

Pérmico Temprano. El descubrimiento de nuevas localidades fosilíferas en la Argentina, es un hecho alentador, que hará posible señalar con precisión el límite Carbonífero-Pérmico en nuestro país. Si bien los datos y evidencias obtenidos aún se encuentran en estudio, ellos nos permiten adelantar que dicho límite estaría en o próximo a la base del episodio glacial más joven del Grupo Tepuel.

Variaciones paleoseculares registradas en sedimentos lacustres del sur argentino de edad pleistocena-holocena

Juan F. VILAS[1, 2], Ana M. SINITO[1, 3], Kenneth M. CREER[4], Claudia GOGORZA[1, 3] e Inés DI TOMASSO[2]

[1] *Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)*
[2] *Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, 1428 Núñez*
[3] *Universidad Nacional del Centro, Provincia de Buenos Aires*
[4] *Universidad de Edimburgo, Reino Unido*

Estudios paleomagnéticos y dataciones C^{14} fueron llevadas a cabo en sedimentos obtenidos mediante la extracción de testigos de fondo de lagos del sur argentino (El Escondido y Moreno). La correlación entre secuencias de un mismo lago se basó en los perfiles de susceptibilidad magnética e intensidad de la magnetización remanente de los sedimentos. Sobre la base de dicha correlación, los datos de los testigos individuales fueron transformados a una escala de profundidad común, eligiendo uno de los testigos como patrón. Eso permitió, mediante un método de "apilado", la confección de una curva patrón de Declinaciones e Inclinaciones en función de la profundidad para cada lago, la que mediante el uso de las dataciones, fue luego transformada en una curva en función del tiempo. Se obtuvo así para el lago Escondido, una curva que se extiende hasta aproximadamente los 13000 años. A través del análisis espectral de los perfiles de Declinación e Inclinación de dicho lago se obtuvieron valores de períodos típicos de aproximadamente 1000, 2000 y 3000 años. El próximo paso consiste en la correlación entre lagos teniendo en cuenta los perfiles de Inclinación y Declinación, y considerando las dataciones C^{14} para evitar posibles ambigüedades. Estos datos sumados a los del lago El Trébol y el Brazo Campanario del lago Nahuel Huapi, obtenidos en trabajos anteriores permitirán mejorar las primeras curvas tipo de variaciones seculares confeccionadas varios años atrás.

Los ostrácodos en el Proyecto Lagos-Comahue

R. C. WHATLEY[1] y G. C. CUSMINSKY[2]

[1] *Micropaleontology Unit, Institute of Earth Studies, University of Wales, Aberystwyth, Wales SY 23 DB, Gran Bretaña*
[2] *PROGEBA, Ap. Postal 471 CRUB Quintral N°1250, 8400 San Carlos de Bariloche*

La creación de Programa en Gea Bariloche en 1991, permitió dar impulso al estudio de los ostrácodos lacustres cuaternarios canalizandolo a través del Proyecto Lagos-Comahue. Cursos internacionales, intercambios con investigadores desde y hacia Gran Bretaña y muestreos de testigos y afloramien-

tos dieron la base para dicho estudio. Los muestreos se realizaron a lo largo de una transecta que va desde las proximidades del Monte Tronador hasta las cercanías de Ingeniero Jacobacci y centrando la investigación en la región de la estepa patagónica, fundamentalmente en las lagunas Los Juncos, La Salina, Lago Seco y Cari-Laufquen. Los resultados obtenidos son particularmente importantes ya que los escasos estudios previos para la zona datan de principios de siglo a los cuales sólo se agregan algunos estudios más recientes pero para la Provincia de Buenos Aires. Como consecuencia del estudio realizado hasta la fecha, nuevas especies fueron identificadas, además de las previamente citadas, lo que permitio establecer inferencias paleoclimáticas y paleoecológicas que hacen notar la utilidad e importancia de estos microorganismos en el estudio del cambio climático.

Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53 (1): 27-40 (1998)

Petrología, geoquímica y metamorfismo del Complejo Achiras, sur de la sierra de Comechingones

J.E. OTAMENDI [1,2], M.R. FAGIANO[1], F.E. NULLO[1,2] y A.E. PATIÑO DOUCE[3]

[1] *Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, Ruta Nac. N° 36 km 601, 5800 Río Cuarto, Córdoba*
[2] *CONICET*
[3] *Department of Geology, University of Georgia, Athens GA 30602, EE.UU.*

ABSTRACT. *Petrology, geochemistry and metamorphic conditions of the Achiras Complex, southern Sierra de Comechingones.* The Achiras Complex consists of a heterogeneous suite of medium-grade metamorphic rocks derived from sedimentary protoliths. The most common metasedimentary rocks are biotite schists with compositions that resemble those of calcium-poor greywackes. Minor amounts of marbles, calc-silicate and amphibolites appear as small boudinaged bodies. The mineral assemblages of the schists is: biotite + plagioclase + quartz ± garnet ± muscovite ± sillimanite ± chlorite. Marbles are composed mainly of a calcite-dolomite matrix and also include phlogopite and tremolite. Calc-silicate rocks contain the assemblage: plagioclase + clinopyroxene + garnet + sphene, and the amphibolites are predominantly composed of hornblende and plagioclase. The Achiras Complex schists show a chemical pattern enriched in Mg, P, HFS and REE, and depleted in Al, Ca, Na, Ba and Sr. This geochemical signature is common in siliciclastic sediments transported far away from their source area, and is also found in the nearby Sierra del Morro schists, suggesting a genetic linkage with the Achiras Complex. Garnet crystals preserve the record of a polymetamorphic history, revealed by chemical zonation and petrography. During a first prograde stage garnet has growth broadly coeval with the metamorphic peak. Garnet was then partially resorbed by surface dissolution in a retrograde stage. Despite the complex zoning and growth history of the garnet, the low ratio of garnet to biotite in the rocks constitute an ideal opportunity to estimate peak metamorphic temperature. Compositions of garnet cores and matrix biotite together with petrogenetic grids suggest peak temperature conditions of 700 ± 50° C. The geobarometer garnet-aluminosilicate-silica-plagioclase (GASP) yields a metamorphic pressure of 5,7 ± 0,9 kbar, on the basis of arbitrary fixed activity of aluminosilicate and for the range of the temperatures obtained from garnet-biotite equilibrium.

Introducción

El Complejo Achiras (CA), que aflora en el extremo sur de la sierra de Comechingones, está constituido por dos asociaciones litológicas mayores: un grupo de rocas metamórficas derivadas de protolitos sedimentarios denominada Unidad India Muerta (Otamendi 1995), y una serie de granitoides anatécticos sin-orogénicos llamados Unidad Los Nogales (Fagiano *et al.* 1993) .

La geología de la región se ha presentado previamente (Nullo *et al.* 1995; Otamendi *et al.* 1996a) y, se ha analizado el origen y los procesos petrogenéticos que explican la diversidad de los tipos litológicos anatécticos (Fagiano *et al.* 1993; Otamendi *et al.* 1996b); sin embargo las rocas metamórficas sólo se han mencionado como marco geológico de referencia.

El basamento del CA se caracteriza por la amplia abundancia de metamorfitas derivadas de rocas sedimentarias silicoclásticas (vaques *s.l.*), que fueron metamorfizadas en facies de anfibolitas con deformación polifásica sincrónica.

Este trabajo presenta los resultados de una investigación específica en rocas metamórficas del CA. El estudio centra la observación y la discusión en caracterizar los tipos litológicos, analizar el quimismo de rocas y minerales, y evaluar en detalle las condiciones de metamorfismo. Por otro lado, pretende continuar con el aporte de conocimiento geológico en una región de las Sierras Pampeanas de Argentina.

Marco geológico

Por su ubicación geográfica las rocas del Complejo Achiras están ubicadas en la terminación austral de la sierra de Comechingones, sin embargo, se ha impulsado la hipótesis de que temporal y espacialmente la evolución petrológica de este complejo se correlaciona mejor con la sierra de San Luis (Otamendi 1995; Otamendi *et al.* 1996a). No obstante, ambos bloques serranos: Comechingones (Córdoba) y

0004-4822/98 $00.00 + 00.50 © 1998 Asociación Geológica Argentina

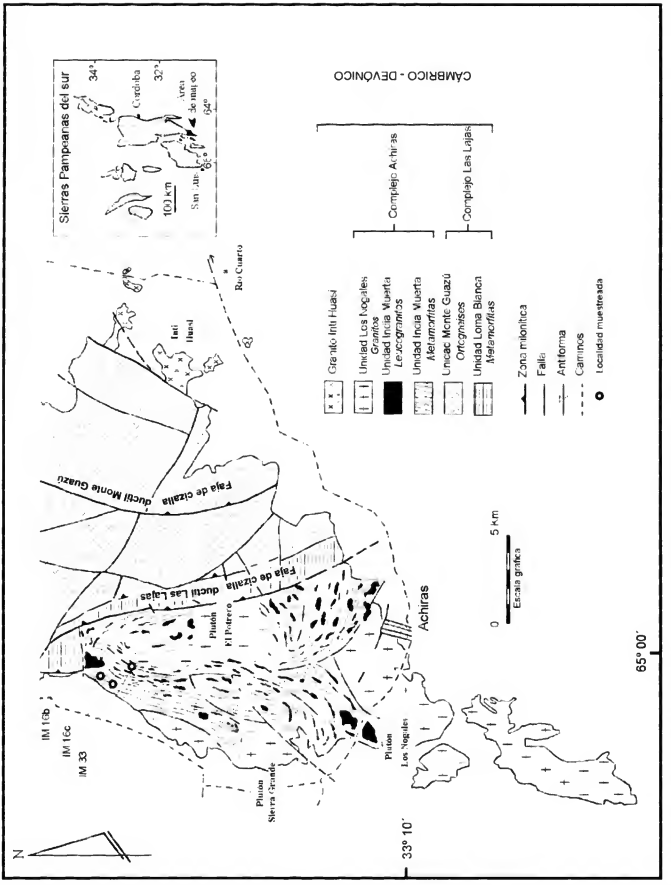


Figura 1: Geología del extremo sur de la sierra de Comechingones. Dentro del mapa se muestra la ubicación geográfica de la región estudiada utilizando el marco geológico que bordan las Sierras Pampeanas de Argentina, en puntiendo se muestran los afloramientos del basamento paleozoico.

San Luis, conforman el contexto geológico del área estudiada y son parte de las Sierras Pampeanas orientales de Argentina (Fig. 1).

La evolución cortical de la sierra de Córdoba comprende rocas sedimentarias e ígneas deformadas y metamorfizadas en facies de anfibolitas hasta granulitas (Gordillo 1984). En la sierra Grande de Córdoba, el complejo metamórfico fue agrupado inicialmente bajo la nomenclatura estratigráfica Complejo Metamórfico Migmático (Gordillo y Lencinas 1979). Recientemente la distinción de asociaciones litológicas con vínculos genéticos y evolutivos relacionados en espacio-tiempo, ha permitido escindir el complejo metamórfico en grupos litológicos discretos y de aparición regular: Grupo Sierra Chica Este, Grupo San Carlos, Grupo Ortogneises, Grupo Igam, Grupo Mermela (Demange *et al.* 1993). Si bien se observaron variaciones en los protolitos dominantes en cada grupo litoestratigráfico (véase Demange *et al.* 1993 y Kraemer *et al.* 1995); las diferencias más destacables aparecen al analizar el grado metamórfico. Se ha determinado que el Grupo Mermela (Fm. La Mermela de Hünicken y Pensa 1980; en Hünicken *et al.* 1981) está equilibrado en facies de esquistos verdes, pudiendo llegar hasta la zona de biotita, mientras que los grupos metamórficos restantes presentan paragénesis equilibradas en facies de anfibolitas (Gordillo y Lencinas 1979), con la excepción del Grupo Sierra Chica Este que alcanza la facies de granulitas. La edad más probable del metamorfismo de alto grado en la sierra de Córdoba es 520 ± 5 Ma (Rapela y Pankhurst 1996). La asociación compleja metasedimentaria, que incluye rocas básicas-ultrabásicas en proporción subordinada, fue intruida durante el Cámbrico por un magmatismo intermedio a máfico de afinidad calcoalcalina (Demange *et al.* 1993; Rapela y Pankhurst 1996). Este magmatismo se manifestó en diferentes eventos pre-sin y tardio-metamórficos (Gordillo 1958; Demange *et al.* 1993). El evento tectono-térmico responsable del metamorfismo principal, de la formación de las fábricas estructurales de mayor penetrabilidad y, del magmatismo diverso y episódico, fue acotado por Dalla Salda (1984) dentro del Ciclo Orogénico Pampeano D2 (Dalla Salda 1984). En la sierra de Córdoba, la deformación que tuvo lugar entre el Ordovícico y el Silúrico fue la causa de un drástico levantamiento del basamento mediante fajas de cizalla dúctil-frágil con transporte tectónico de convergencia y de rumbo (Martino 1993).

En el otro bloque serrano, sierra de San Luis, aflora un extenso basamento constituido por una compleja asociación metamórfica derivada de protolitos sedimentarios e ígneos básicos, interdigitada con intrusivos ígneos (granitoides). Entre las entidades mayores que conforman el basamento se reconocieron, en términos generales, tres unidades litológicas mayores, una de características metamórficas, otra plutónica y la tercera, con propiedades intermedias o de mezcla (Kilmurray y Dalla Salda 1977; Gordillo y Lencinas 1979), pudiendo agregarse como unidad independiente, el complejo básico-ultrabásico (Kilmurray y Villar 1981). Ortiz Suarez *et al.* (1992), diferenciaron la unidades metamórficas y las agruparon por su grado metamórfico. Las rocas en facies de esquistos verdes son principalmente: metapelitas, metavolcanitas, metaconglomerados y metapsamitas. La secuencia metamorfizada en la transición de facies esquistos verdes-anfibolitas provienen fundamentalmente de sedimentos pelíticos y/o grauváquicos. En tanto que, protolitos sedimentarios tipo grauvacas aluminosas e ígneos máficos se encuentran metamorfizados en la parte alta de la facies de anfibolitas. Al presente, no existe precisión en relación a la naturaleza del contacto entre los diferentes grupos metamórficos (Ortiz Suarez *et al.* 1992). En la sierra de San Luis, Ortiz Suarez *et al.* (1992) definieron, por su relación temporal con la fábrica metamórfica penetrativa, tres episodios plutónicos: uno cámbrico, pre-cinemático, cuya composición varía desde tonalitas a granitos (Sato *et al.* 1996); otro del Devónico temprano, sin-cinemático, intermedio y débilmente peraluminoso; y, el magmatismo póstumo, post-cinemático, de naturaleza félsica potásica peraluminosa que alcanza dimensiones batolíticas, y es además, correlacionable con el plutonismo post-orogénico de las Sierras Pampeanas en general y de Córdoba en particular (Rapela *et al.* 1992; Brogioni 1993).

La actividad magmática eruptiva cretácica y terciaria, y la reactivación tectónica fundamentalmente andina, constituyen los eventos más recientes en la evolución geológica de las sierras de Córdoba y San Luis.

Geología del Complejo Achiras

Se introdujo esta unidad litoestratigráfica para denominar a un conjunto de rocas que afloran en el sector occidental del basamento del sur de la sierra de Comechingones (Otamendi 1995). El CA está situado al oeste de la faja de cizalla Las Lajas, elemento geológico que lo pone en contacto tectónico con el Complejo Las Lajas (Otamendi 1995). El complejo rocoso se extiende como una cuña elongada norte-sur (Fig. 1), desde la latitud 33° 30' al sur, hasta las inmediaciones del arroyo Boca del Río al norte (33° lat. S). El límite oeste está definido por la escarpa de la megaestructura regional que corresponde a la extensión austral de la Falla de los Gigantes definida por Introcaso *et al.* (1987).

En el área estudiada el basamento está constituido por una asociación compleja metamórfica-anatéc-

tica, formada por esquistos *sensu lato*, anfibolitas, migmatitas estromatíticas (metatexitas), leucogranitos peraluminosos y cuerpos de granitoides homogéneos.

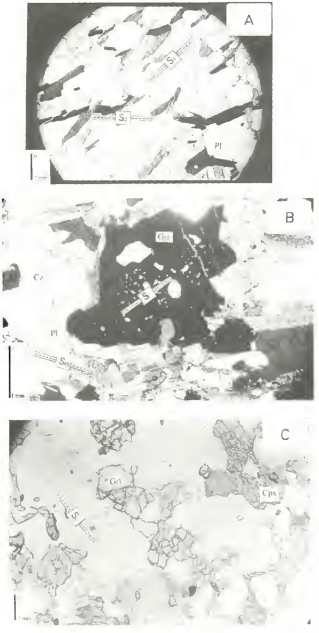


Figura 2: A) Se muestra la foliación metamórfica S1 y el clivaje de corte S2, la interferencia de estructuras planares a nivel de microestructura se manifiesta por transposición de micas, NX x4. **B)** Granate poquilítico en muestra IM16b donde se puede apreciar que las inclusiones internas definen una alineación interna (Si) claramente discordante y rotada respecto de la foliación externa (Se = S2) en la matriz de la roca, también se puede advertir sobre el carácter reabsorbido del borde, NX x 10. **C)** Aspecto textural más común en las rocas calcosilicáticas, N//, x4. Pl = plagioclasa, Bi = biotita; Cz = cuarzo; Grt = granate, Cpx = clinopiroxeno, Ef = esfena.

Las observaciones obtenidas durante el desarrollo de esta investigación hicieron necesario modificar la caracterización litológica, las relaciones de campo y la distribución areal de los tipos litológicos diferenciados. En términos generales se concuerda con Sosic (1964), quien caracterizó la geología de la región como: "una asociación granítica, migmática y metamórfica, la cual pasa a través de contactos graduales a rocas graníticas". Sin embargo la cartografía realizada permitió identificar regularidades en la distribución de los diferentes tipos rocosos (Fig. 2), hecho que posibilitó a Otamendi (1995) asociarlos y dividir el CA en unidades litológicas fundamentales: 1) Unidad India Muerta, constituida por metamorfitas y leucogranitos peraluminosos; y 2) Unidad Los Nogales, para agrupar un conjunto de granitos biotíticos homogéneos, cuya edad de cristalización, determinada en circones del plutón Los Nogales, es 384 ± 5 Ma (Stuart-Smith *et al.* 1996).

Complejo Achiras
- *Unidad Los Nogales:* granitos biotíticos.
- *Unidad India Muerta:* metamorfitas y granitos peraluminosos.

Unidad India Muerta (metamorfitas)

La asociación metamórfica comprende un conjunto de rocas derivadas de un protolito sedimentario areno-pelítico, con escasos lentes calcáreos y calcosilicáticos interdigitados y subordinados; entre estas rocas se intercalan en concordancia regional las productos de la anatexis cortical, los leucogranitos peraluminosos y los granitos biotíticos. En el CA el grupo de metamorfitas muestra una reducida heterogeneidad litológica, encontrándose que dominan ampliamente los esquistos biotíticos, mientras que los mármoles y las anfibolitas sólo afloran como tabiques concordantes en un área restringida al borde occidental del complejo. En el sector sur de la estancia Sierra Grande, un conjunto de pequeños afloramientos de lentes calcosilicáticas posee, además, intercalaciones de rocas con clinopiroxeno, granate, cuarzo, plagioclasa y esfena. Por otro lado, en el extremo NO, afloran en fajas discontinuas, tabiques poco potentes (< 0,5 m) de ortogneises miloníticos graníticos constituidos por porfiroclastos de feldespatos y granate, envueltos por folias anastomosadas de biotita, cuarzo suturado, sillimanita y muscovita. Evidencias de campo demuestran que los ortogneises graníticos fueron afectados por la fase F2 de deformación (Otamendi 1995). Esta observación, conjuntamente

con su composición química, conduce a proponer que representan el producto de la anatexis inicial del CA. Es así que en sentido estricto no constituyen el basamento metamórfico objeto del presente trabajo, condición suficiente para excluirlos del tratamiento subsiguiente.

Las rocas metamórficas se caracterizan por presentar una fábrica penetrativa (S1), que a modo de generalización se clasifica como foliación esquistosa. Todo el conjunto de metamorfitas, en ocasiones, muestra la presencia de un clivaje de corte (S2) transponiendo la foliación metamórfica, o generando una esquistosidad milonítica en el caso de los ortogneises. Además, estas rocas son plegadas por dos fases de deformación tardío- a post-metamórficas (F2 y F3, véase significado de la nomenclatura estructural en Otamendi *et al.* 1996a).

Esquistos biotíticos

Son el tipo metasedimentario ampliamente más abundante del CA. Por sus relaciones de campo constituyen dos tipos de afloramientos. Uno en la escarpa noroeste de la sierra, donde aparecen con potencias de decenas de metros sin interdigitarse con ninguna de las variedades anatécticas. El otro, en todo el ámbito del CA, conformando fajas discontinuas interdigitadas con leucogranitos, o bien como colgajos dentro de los granitoides homogéneos.

Se trata de rocas macizas de aspecto esquistoso a veces gnéisico, con foliación marcada y fábrica S y/o L-S. En su forma típica presentan color gris claro a oscuro y son de grano medio a grueso (1 - 3 mm); es conspicua y penetrativa la foliación metamórfica dada por el paralelismo de la biotita en continuidad con bandas cuarzo-feldespáticas. Observaciones sobre la estructura mesoscópica permiten diferenciar tres variedades:

Variedad gneis de ojos: caracterizada por su marcada textura de fluxión con esquistosidad de corte (S2) sobreimpuesta a la foliación composicional. Las folias oscuras compuestas esencialmente por biotita están típicamente anastomosadas y envuelven ojos leucocráticos cuarzo-feldespáticos. En esta variedad se observa, tanto a ojo desnudo como al microscopio, una foliación esquistosa antigua (S1) que es crenulada y transpuesta por un clivajes de corte (S2), en algunas ocasiones más penetrativo que la foliación metamórfica.

Variedad esquistosa normal: se destaca por su marcada foliación esquistosa metamórfica penetrativa, la cual comúnmente está asociada a bandeado composicional; se aprecian bandas claras de hasta 5 mm, granoblásticas y de composición cuarzo-feldespática (plagioclasa), que alternan con folias oscuras ricas en biotita, ocasionalmente aparece muscovita en los dominios micáceos.

Variedad gnéisica: su distribución areal está restringida a zonas de contacto con los diferentes productos de la anatexis, granitos biotíticos y leucogranitos; en su forma típica esta variedad está constituida por folias ricas en biotita que alternan con bandas (> 1 mm) dominadas por cuarzo y oligoclasa ; las bandas leucocráticas, a veces, conforman *boudines* o se presentan plegadas.

Al microscopio los esquistos presentan textura granolepidoblástica, con desarrollo incipiente de texturas lepidoblásticas en los minerales filiformes, en ocasiones con evidentes improntas de cataclasis sobreimpuesta. La foliación metamórfica penetrativa se caracteriza como esquistosidad metamórfica, donde blastesis y segregación mineral son los procesos generadores de la microestructura. En la variedad gneis de ojos esta foliación es crenulada por otro clivaje de corte, con transposición tipo *strain slip* (Fig. 2A). Los constituyentes esenciales son cuarzo, plagioclasa y biotita, menos frecuente aparece granate, muscovita, sillimanita y clorita. La apatita y el circón son accesorios siempre presentes. El cuarzo, xenomorfo, está presente como blastos de bordes lobulados y suturados, también se encuentra recristalizado con textura poligonal. La plagioclasa, variedad oligoclasa, está maclada según ley de albita, albita-periclino y albita-carlsbad; en ocasiones la macla se ve esfumada, flexurada o fracturada, y cuando este mineral se ubica en bandas u ojos leucocráticos se presenta como porfiroblastos elongados. La biotita, de pleocroísmo pardo oscuro a pardo verdoso y carácter subhedral a anhedral, está presente como cristales de hábito laminar, marcadamente orientados en disposición subparalela, también es común verlos flexurados. El granate es xenomorfo y muestra bordes lobulados, se presenta como porfiroblastos poiquilíticos que incluyen cuarzo >> biotita; las inclusiones internas alineadas definen un superficie interna (S_i= S1) dispuesta discordante con la foliación de corte externa (S_e= S2) de la rocas (Fig. 2B), en otros casos los granates muestran claras evidencias de rotación simultánea con la generación del clivaje de corte. La muscovita, cuando está presente, se halla en pequeños y escasos cristales desflecados siempre íntimamente asociados a bandas biotíticas. La sillimanita aparece, en la variedad gneis de ojos, como pequeños cristales prismáticos y aciculares, está incluida en la oligoclasa o intercrecida en posición epitaxial con biotita. La clorita, que por su relación textural es claramente retrógrada, se presenta como escasos cristales seudohexagonales, siempre ubicada en los bordes de cristales de biotita.

Se han reconocido en algo más de una decena de secciones delgadas las siguientes asociaciones minerales:

biotita + plagioclasa + cuarzo ± granate (asociación mineral más común)

biotita + plagioclasa + cuarzo + clorita ± granate (donde aparece clorita retrógrada)

biotita + plagioclasa + cuarzo + granate + muscovita + sillimanita (en rocas con predominio de fábrica S2)

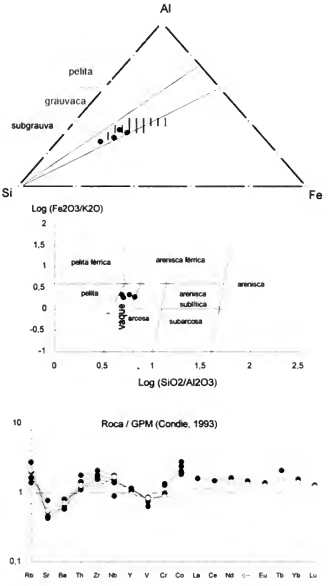


Figura 3: A) Caracterización geoquímica de los esquistos del Complejo Achiras en la propuesta de clasificación de rocas sedimentarias de Moore y Dennen (1970). El campo rayado corresponde a las rocas metamórficas de la sierra del Morro presentadas por Delakowitz *et al.* (1991). **B)** Clasificación geoquímica de las rocas metamórficas del CA en la propuesta de Herron (1988) para demostrar la coherencia y consistencia en relación a la caracterización del protolito pre-metamórfico. **C)** Diagrama de multielementos normalizados al promedio de grauvacas paleozoicas de Condie (1993). En círculo vacío se presenta la muestra promedio de los esquistos de la sierra del Morro de Delakowitz *et al.* (1991).

Mármoles

Unicamente se encuentran en una faja restringida ubicada desde la ruta provincial N° 1 hasta el sur de la estancia Sierra Grande. Los mármoles yacen como bancos concordantes con la foliación del esquisto, comúnmente conforman lentes y en general no sobrepasan el metro de potencia.

El color de las rocas es blanco, con pequeños núcleos en tonalidades grises o verdosas. Macroscópicamente, son masivas y de grano medio. Microscópicamente presentan textura granoblástica suturada, a veces poligonal y, en general, equigranular. La asociación calcita y dolomita es en general la matriz dominante. Tremolita y flogopita completan la paragénesis de los bancos de mármoles incluidos en el complejo metamórfico. En tanto, que en los xenolitos calcáreos incluidos por el granito Los Nogales la asociación mineral contiene, además de calcita y dolomita, wollastonita, clinopiroxeno, granate, escapolita, epidoto y esfena (Fagiano *et al.* 1993).

Al sur de la estancia Sierra Grande aparece un reducido grupo de lentes calcosilicáticos portadores de clinopiroxeno, granate y plagioclasa (Fig. 3C), que se caracterizan por su estructura masiva y color verde oscuro. Son rocas que al microscopio presentan textura granoblástica, la orientación subparalela del piroxeno prismático en conjunto con el cuarzo en placas le confieren a la roca un aspecto foliado a nivel de microestructura (Fig. 3C). El cuarzo es xenomorfo y aparece suturado a lo largo de bandas elongadas, presentando el conjunto de granos una incipiente textura de mortero. La plagioclasa tiende a agregarse en bandas leucocráticas. El clinopiroxeno está presente como cristales xenomorfos, de bordes irregulares, a veces corroídos y reabsorbidos a hornblenda. La esfena, de pleocroísmo rosado a amarillo pálido, está presente en alto porcentaje (~3%). El granate es de color rosado pálido y se ubica conformando trenes concordante a la foliación interna de la roca.

Anfibolitas

Este tipo litológico está muy subordinado en relación al resto de las metamorfitas. Se presenta en cuerpos tabulares lentiformes, concordantes según la foliación regional de mayor penetrabilidad y en contacto neto con el esquisto biotítico. Afloran exclusivamente en el sector NO del complejo. Generalmente poseen estructura bandeada y fábrica nema-

toblástica. Los minerales dominantes son hornblenda y plagioclasa; en tanto que cuarzo xenoblástico, asociado a plagioclasa, aparece en las bandas leucocráticas.

Composición química de los esquistos biotíticos

Método analítico

En cuatro muestras representativas, que cubren la diversidad mineralógica y variaciones estructurales del esquisto biotítico, se determinó la composición química (Tabla 1) por fluorescencia de rayos X en el Museo de Ciencias Naturales de Madrid, España. Los elementos mayoritarios fueron analizados en discos de vidrio sobre matriz de tetraborato de litio. Los elementos trazas fueron analizados en un *pellet* de polvo en relación aproximada 9:1 roca:adhesivo. En una muestra (IM16b) se determinó Na, Ca, Fe, Na, Rb y Ba por espectrometría de emisión de plasma y tierras raras por activación neutrónica, en Activation Laboratories, Ontario, Canadá.

Tabla 1: Composición química de los esquistos biotíticos de la Unidad India Muerta.

	IM-02	IM-11	IM-16b	IM-16c
SiO_2	68,11	74,01	70,51	67,94
TiO_2	1,05	0,82	0,87	0,86
Al_2O_3	13,61	11,33	12,18	14,13
Fe_2O_3	6,71	4,68	5,79	5,52
MnO	0,09	0,08	0,07	0,08
MgO	3,01	2,34	2,54	3,01
CaO	1,44	1,37	2,11	2,41
Na_2O	2,23	2,37	2,35	2,68
K_2O	3,58	2,40	2,63	2,52
P_2O_5	0,17	0,22	0,24	0,28
PC	0,72	0,38	0,61	0,55
total	100,72	100,00	99,90	99,98
Ba	349	255	376	486
Co	56	37	41	48
Cr	108	80	103	80
Ni	47	32	40	39
Rb	221	112	161	133
Sr	121	149	128	218
Th	13	11	16	10
V	120	90	110	106
Y	31	30	33	33
Cu	27	10	17	10
Zr	270	243	310	232
Nb	15	9	18	14
La			45,6	
Ce			93	
Nd			43	
Sm			7,36	
Eu			1,31	
Tb			1,4	
Yb			3,43	
Lu			0,49	

PC, pérdida de calcinación.
Fe_2O_3, hierro total
Véase metodología analítica en el texto

Caracterización geoquímica

El origen sedimentario del protolito de los esquistos de la Unidad India Muerta es evidente. Si bien se trata de sedimentos sílico-clásticos, queda aún por definir, desde un punto de vista estrictamente geoquímico, la caracterización del protolito sedimentario. Por comparación con propuestas de clasificación química diseñadas para rocas sedimentarias (Delakowitz *et al.* 1991), surge que: 1) los esquistos del CA son en gran parte derivados de grauvacas (Fig. 3A y 3B); y 2) a pesar de las diferencias texturales y estructurales manifiestas en los productos metamórficos, la composición química es homogénea y restringida. En relación con la composición media de las grauvacas paleozoicas (Condie 1993), el protolito del CA se encuentra deprimido en Ba y Sr (Fig. 3C), hecho que se debe adjudicar a la pérdida de plagioclasa durante alguna etapa del ciclo sedimentario, o al déficit de esta fase en el protolito precursor sobre el que actuaron los procesos sedimentológicos. Por otro lado, enriquecimientos relativos en varios elementos de comportamiento geoquímico diverso, pero que comparten el carácter de ser inmóviles y difíciles de diferenciar durante el ciclo sedimentario (Mg, P y Cr), así como también elementos de alto potencial iónico (Ti, Nb, Zr e Y), y particularmente tierras raras; pueden reflejar la pérdida, por disolución selectiva o fraccionación física, de fases minerales que contienen elementos químicos litófilos. O quizá, también, el espectro composicional refleje la naturaleza del protolito pre-sedimentario. Si durante alguna etapa de la evolución sedimentaria y/o metamórfica de estos materiales se pierden masas de feldespatos, mientras que las arcillas, fosfatos y el circón son estables y permanecen durante el ciclo, o reciclado, sedimentario (meteorización, transporte, depositación, diagénesis), o durante el desarrollo del metamorfismo de bajo grado, se pueden transformar en biotita y apatita durante el ciclo metamórfico. Esto conduce inexorablemente al enriquecimiento relativo de elementos tales como Mg, Ti, P, Cr y tierras raras. La diferenciación geoquímica observada, sugiere una pérdida de masas relativas de feldespatos y un enriquecimiento diferencial de elementos retenidos en arcillas, es característica de sedimentos homogeneizados y depositados distantes de su área fuente de procedencia (Cullers 1994).

Si bien no es posible dilucidar de manera convincente cuáles fueron los procesos de diferenciación que operaron para producir la composición química de los esquistos del CA, es posible asumir que el con-

tenido absoluto y relativo de tierras raras refleja casi cuantitativamente la composición de estos elementos en el protolito pre-sedimentario (McLennan 1989). Esta observación, sumada a la semejanza química, por elementos mayoritarios y traza, entre los esquistos del CA y de la cercana sierra del Morro (Delakowitz *et al.* 1991), permite, *a priori*, sugerir que provienen de un área de aporte común y soportaron una evolución geoquímica similar, hecho que implica establecer vínculos genéticos y paleogeográficos entre los basamentos metamórficos de ambos bloques serranos.

Química mineral

Método analítico

La composición química de granate, plagioclasa y biotita en esquistos biotíticos, fue determinada utilizando la microsonda electrónica JEOL JXA 8600 del Department of Geology, University of Georgia. Los análisis fueron realizados con un voltaje de aceleración de electrones de 15 KV, con corriente del haz del orden de 10 nA, y diámetro normal del haz enfocado 1-2 μm, excepto para la plagioclasa la cual fue

Tabla 2: Composiciones minerales representativas de los esquistos del Complejo Achiras.

BIOTITA

Muestra	IM16b	IM33	IM16c
Si	2,704 (0,022)	2,706 (0,008)	2,686 (0,003)
Al IV	1,296 (0,022)	1,294 (0,008)	1,314 (0,003)
Al VI	0,458 (0,011)	0,441 (0,005)	0,436 (0,005)
Ti	0,154 (0,003)	0,180 (0,014)	0,171 (0,009)
Mg	1,081 (0,009)	0,986 (0,010)	1,054 (0,036)
Mn	0,014 (0,004)	0,020 (0,005)	0,015 (0,008)
Fe +2	1,092 (0,020)	1,147 (0,015)	1,097 (0,002)
Vac VI	0,202 (0,019)	0,227 (0,010)	0,203 (0,013)
suma (VI)	3,000 (0,001)	3,000 (0,001)	2,976 (0,042)
Ca	0,001 (0,002)	0,003 (0,001)	0,001 (0,001)
Ba	0,003 (0,003)	0,002 (0,001)	0,005 (0,001)
Na	0,019 (0,002)	0,022 (0,009)	0,016 (0,007)
K	0,906 (0,020)	0,918 (0,020)	0,915 (0,003)
suma XII	0,929 (0,015)	0,944 (0,027)	0,936 (0,011)
F	0,116 (0,012)	0,168 (0,034)	0,105 (0,005)
OH	1,882 (0,011)	1,820 (0,034)	1,893 (0,005)
H2O %	3,817 (0,042)	3,640 (0,111)	3,803 (0,050)

PLAGIOCLASA

Muestra	IM16b	IM33	IM16c
Si	2,722 (0,013)	2,759 (0,008)	2,731 (0,009)
Al IV	1,256 (0,038)	1,244 (0,008)	1,283 (0,010)
Fe*	0,001 (0,002)	0,001 (0,001)	0,002 (0,001)
suma IV	3,979 (0,042)	4,003 (0,001)	4,016 (0,002)
Ca	0,280 (0,009)	0,240 (0,001)	0,272 (0,007)
Na	0,684 (0,017)	0,733 (0,016)	0,660 (0,009)
K	0,010 (0,002)	0,018 (0,001)	0,011 (0,008)
suma VI	0,974 (0,011)	0,991 (0,013)	0,943 (0,014)
An	28,72 (1,078)	24,22 (0,454)	28,88 (0,963)
Ab	70,23 (1,056)	73,96 (0,620)	69,93 (0,201)
Or	1,05 (0,203)	1,82 (0,166)	1,19 (0,868)

GRANATE

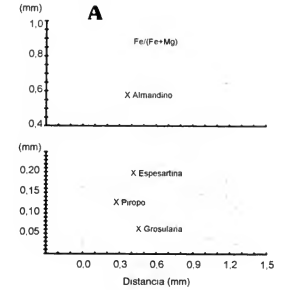
Muestra	IM16b núcleo	IM16b borde	IM33	IM16c núcleo	IM16c borde
Si	3,009 (0,015)	2,993	2,998 (0,017)	3,015 (0,007)	3,023
Al	2,004 (0,017)	1,991	2,011 (0,014)	1,988 (0,016)	2,010
Cr	0,003 (0,003)	0,002	0,002 (0,002)	0,002 (0,002)	0,004
Fe +3	0,003 (0,007)	0,019	0,006 (0,007)	0,000 (0,000)	0,000
Fe +2	1,956 (0,018)	1,938	1,991 (0,018)	1,964 (0,021)	1,834
Mg	0,455 (0,018)	0,334	0,353 (0,010)	0,476 (0,039)	0,304
Mn	0,477 (0,007)	0,633	0,561 (0,022)	0,462 (0,040)	0,711
Ca	0,093 (0,003)	0,09	0,080 (0,002)	0,088 (0,002)	0,090
almandino	65,55 (0,580)	64,80	66,64 (0,541)	65,28 (0,551)	62,70
piropo	15,55 (0,635)	11,30	12,06 (0,391)	15,83 (1,305)	10,40
grosularia	3,3 (0,837)	2,50	3,12 (0,581)	2,90 (0,115)	3,10
espesartina	16,28 (0,171)	21,30	18,98 (0,769)	15,35 (1,365)	24,30

Las fórmulas catiónicas fueron calculadas: para biotita asumiendo un total de cationes (excepto H) igual a +22 cargas, para plagioclasa se normalizó a 8 oxígenos; y para granate se obtuvo sobre la base de 8 cationes y 12 oxígenos, el exceso de cargas negativas se adjudican a F^{+3}. Se presentan valores promedios de entre 4 y 9 puntos analizados, la desviación estandar (1σ) de cada grupo de datos se incluye entre paréntesis. Las composiciones de borde de granate son de un único punto.

analizada con un haz ~ 10 μm. Como estándar se usaron minerales y óxidos naturales y sintéticos. Los datos fueron procesados a través de un programa en línea, corrección PROZA. En la Tabla 2 se muestran las fórmulas catiónicas normalizadas representativas de los minerales utilizados en este trabajo.

Granate

En los esquistos biotíticos del CA, en general todos los granates son soluciones sólidas donde predomina almandino (62,7 - 67,1 %), además presentan altos contenidos de espesartina (14 - 24 %), contenidos menores de grosularia (< 4,4 %) y, en la gran mayoría de los casos relaciones Fe/(Fe+Mg) > 0,8.



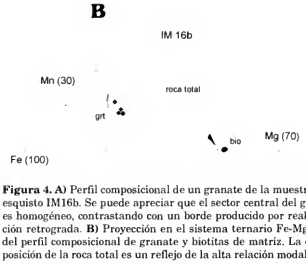


Figura 4. A) Perfil composicional de un granate de la muestra de esquisto IM16b. Se puede apreciar que el sector central del grano es homogéneo, contrastando con un borde producido por reabsorción retrograda. **B)** Proyección en el sistema ternario Fe-Mg-Mn del perfil composicional de granate y biotitas de matriz. La composición de la roca total es un reflejo de la alta relación modal biotita/granate, de aquí que si se asume un sistema cerrado la variación química del granate no trae aparejado ningún cambio en la composición de la biotita de matriz.

El perfil composicional del granate en la muestra IM16b (Fig. 4A y 4B), se puede considerar representativo de la abundancia y variación química de los granates. Se observa como rasgo saliente que: 1) el núcleo de los granates es homogéneo mientras que los bordes muestran un zonado marcado; 2) la concentración de espesartina aumenta rápidamente al aproximarse al borde, en tanto que el aumento, en el mismo sector del grano, de la relación Fe/(Fe+Mg) es un reflejo directo de la disminución de piropo y no del aumento en almandino.

La trayectoria composicional del zonado de estos granates en el sistema reducido y ternario Fe-Mg-Mn (Fig. 4B), se proyecta en un tren con marcado zonado incremental de Mn y escasa variación en Fe/Mg. El incremento de Mn en el borde de granos se adscribe a procesos que ocurren concomitante con el descenso de temperatura, sin embargo la evolución retrógrada puede causar reabsorción o crecimiento del granate (Spear 1988; Robinson 1991). La depresión en Mg, con continuo incremento de Mn en el borde de un granate, independientemente de que fase esté en contacto con granate, significa una evidencia contundente para afirmar que el borde de granate evolucionó por reabsorción (Robinson 1991). Este hecho además implica al menos dos estadios evolutivos en la paragénesis metamórfica de los esquistos.

El Mn es fuertemente fraccionado en el granate con respecto a todas las otras fases de la asociación mineral. Los casos en que el contenido en Mn aumenta con incremento moderado de la relación Fe/Mg son típicos de bordes que evolucionan por reabsorción (Robinson 1991), tal cual lo observamos arriba en los granates tratados aquí, queda claro que en ellos aparece este patrón de borde reabsorbido durante la evolución retrógrada de los granates. No obstante, es válido aclarar que en asociaciones minerales con más de tres grados de libertad, como el caso en cuestión, la variación zonal es función de la cantidad de material fraccionado durante el crecimiento o la reabsorción metamórfica (Spear 1988). Sin embargo, en el sistema reducido Mg-Fe-Mn la composición total de la roca se encuentra tan cerca de la de biotitas (Fig. 4B), que la geometría de proyección refleja la relación modal de ambas fases, que impide cambios composicionales apreciables en las otras fases minerales, es decir biotitas para nuestro caso particular. Este hecho no inhibe la reabsorción fraccional del granate, especialmente de Mn en esta fase.

Biotita

Las biotitas de los esquistos biotíticos del CA poseen una composición, que dentro de la solución sóli-

da entre los componente extremos anita-flogopita-eastonita-siderofilita, es característica de las biotitas metamórficas de esquistos en facies de anfibolitas (Guidotti 1984). Las variaciones composicionales con escasa dispersión se proyectan muy cerca del centro del plano de los cuatro componentes ideales. Las biotitas presentan un contenido de Al octaédrico medio de 0,442 a.p.f. (a.p.f.: átomos por fórmula normalizada a 22 cargas, véase Tabla 2). Por otro lado, presentan relaciones Fe/(Fe+Mg) ~ 0,50 - 0,51 en biotitas de esquistos normales y 0,53 en rocas donde predomina la fábrica S2 (véase muestra IM33 en Tabla 2).

De alguna manera, la química de las biotitas se puede generalizar observando que se apartan de la solución sólida anita $K[Fe_3]^{VI}[AlSi_3]^{IV}O_{10}(OH)_2$ - flogopita $K[Mg_3]^{VI}[AlSi_3]^{IV}O_{10}(OH)_2$, por exceso de Al en sitios tetraédricos ($Al^{IV} > 1$), por la entrada de Al^{VI} ~ 0,442 a.p.f., Ti ~ 0,173 a.p.f. y Mn ~ 0,015 a.p.f. en sitios octaédricos y por la presencia de F reemplazando a OH. También es interesante notar los altos contenidos de Ba (0,2 - 0,4 %) sustituyendo al K en los huecos de las intercapas. Otro carácter común de estas biotitas es que por sus tenores en TiO_2 (2,7 - 3,5 %) se proyectan abajo de la línea de regresión $Ti/(Al^{IV}-1) = 1/2$, rasgo típico de las biotitas en facies de anfibolitas (Dymek 1983).

Plagioclasa

Aunque las plagioclasas presentan escasa variación química interna en cada muestra, su variación en cristales de diferentes muestras es algo mayor. En la muestra IM16b (esquisto normal) la plagioclasa varía levemente desde An_{30} a An_{28} del núcleo al borde, en tanto que en las otras muestras en general los escasos puntos analizados no presentan zonación química a nivel de un individuo. Por otro lado, en la muestra IM33 (dominada por fábrica S2) la composición es menos rica en anortita (An ~ 24%). En todos los casos los tenores en molécula de ortoclasa varían de manera errática entre 0,2 y 2 %.

Condiciones de Metamorfismo

Geotermometría granate-biotita

Debido a que el equilibrio iónico (Fe-Mg) entre granate-biotita se produce por difusión inter e intracristalina, las temperaturas calculadas con este par dependen fundamentalmente de tres factores críticos (Spear 1991), éstos son: 1) relación volumétrica granate/biotita (Vgrt/Vbio); 2) diámetro del grano de granate; y 3) velocidad de enfriamiento del sistema.

En el caso del CA se desconoce la velocidad de enfriamiento; y para realizar un análisis conservador se puede considerar lenta, hecho debido a la intensa actividad anatéctica tardío metamórfica. Por otro lado sí la relación del primer factor es pequeña (Vgrt/Vbio< 0,1), se puede subestimar el segundo aspecto crítico.

En los esquistos del CA la proporción modal indica que el cociente (Vgrt/Vbio) varía entre 0,028 - 0,035 (véase Fig. 4C). Esta relación volumétrica, que fuera criteriosa y arbitrariamente utilizada por Ferry y Spear (1978) al diseñar su experimento, permite asumir que la biotita es un reservorio químico casi infinito y no sufre ningún cambio apreciable por retrodifusión iónica durante el enfriamiento del sistema (Spear 1988; Robinson 1991). En este contexto, la biotita es la fase donde la difusión iónica de Fe y Mg es, en tiempo geológico, instantánea y, por ende, siempre su composición es homogénea. Mientras que el granate, presenta un zonado químico producido por: 1) intercambio iónico progradante o retrogradante; 2) transferencia de estructura (química) por reabsorción retrogradante, con incremento de los elementos (Mn) retenidos en esta fase; o 3) difusión intracristalina retrogradante que produce un zonado nuevo y falso (Florence y Spear 1991). Dado nuestro caso particular donde Vgrt/Vbio << 0,1, y considerando que el zonado interior (núcleo y medio) de granate resultó del crecimiento metamórfico de esta fase, mientras que el borde fue producido por reabsorción post-pico metamórfico (véase química mineral). De aquí que tengamos una situación casi ideal para calcular la temperatura del pico metamórfico usando composiciones del núcleo en los granates y biotitas de la matriz (Robinson 1991); sólo es necesario asumir que la química del centro en el interior de los granates no ha sufrido retrodifusión intracristalina después de superado el clímax térmico.

Tanto la biotita como el granate son soluciones sólidas no-ideales, y ambas fases comúnmente incorporan concentraciones importantes de otros cationes (principalmente Al y Ti en biotita; y Ca y Mn en granate). Por lo tanto, es necesario, a los efectos de calcular temperaturas a partir del intercambio iónico Fe-Mg, utilizar modelos termodinámicos para ambas fases que tomen en cuenta los efectos energéticos de estas otras sustituciones iónicas. Patiño Douce *et al.* (1993) presentaron una calibración experimental de solución sólida en biotita, incluyendo específicamente los efectos del Al y Ti octaédricos, y utilizando también la calibración de Berman (1990) para la solución sólida en granate. Applegate y Hodges (1994) demostraron que la calibración experimental de Patiño Douce *et al.* (1993) es la que mejor reproduce las temperaturas de cristalización de rocas metamórficas sobre un amplio rango de presiones y temperaturas. Por lo tanto, se ha aplicado la calibración de Patiño Douce *et al.* (1993) para biotita, y de Berman (1990) para granate, con el objeto de calcular las

Tabla 3: Temperaturas (°C) calculadas mediante el intercambio Fe-Mg en granate y biotita.

Muestra	Asociación*	T (grt-bio)*	T (mínima) bio-ilm*
IM-16b	A (n=18)	705,9 (18,11)	620-635
IM-16b	B (n=8)	607,0 (4,58)	620-635
IM-16c	A (n=23)	736,1 (29,69)	650-670
IM-16c	B (n=9)	601,0 (11,53)	650-670
IM-33	única (n=26)	662,7 (10,21)	643-660

* la asociación mineral tipo "A" es quella que considera en equilibrio núcleo y medio de granate y biotitas de matriz; por otro lado la asociación de tipo "B" utiliza el equilibrio entre borde de granate y biotitas de matriz. De aquí que, si se asume que la composición de biotita cambia muy poco (véase texto) y al considerar las diferencias de temperatura entre ambas asociaciones se pueda establecer la temperatura del pico térmico y de un evento retrogrado durante el cual el granate es reabsorbido. (n) es el número de composiciones puntuales usadas para obtener el valor promedio presentado.

* la temperatura (grados centígrados) fue obtenida del intercambio Fe-Mg entre granate y biotita, utilizando el modelo de solución sólida para biotita de Patiño Douce *et al.* (1993) y para granate de Berman (1990). Entre paréntesis se presenta la desviación estándar (1σ) del valor promedio presentado.

* para cada asociacón mineral se obtuvo del equilibrio biotita-ilmenita-sillimanita-cuarzo un rango de temperatura mínima de cristalización utilizando el intercambio Ti entre sitios octaédrico de biotita e ilmenita (Patiño Douce 1993). El rango de temperaturas obtenidos es debido a variaciones en las condiciones de actividad química de diferentes fases minerales (véase texto).

temperaturas de cristalización de los esquistos biotíticos del Complejo Achiras.

Las temperaturas calculadas de esta manera, a una presión estimada de 5,5 kbar (véase más abajo) se presentan en la Tabla 3. Las temperaturas para los pares biotita - núcleo de granate son del orden de 700 - 740° C, en tanto que las temperaturas calculadas con los bordes de granates son del orden de 600 - 610° C. Si bien las temperaturas obtenidas al usar el núcleo de granate (que se considera reflejan el pico metamórfico) parecen altas, no contradicen ni la paragénesis ni la composición química de los minerales. La escasez de sillimanita es indudablemente consecuencia del bajo tenor de Al_2O_3 de los esquistos biotíticos (Tabla 1), la ausencia de cordierita responde también a este bajo contenido de Al_2O_3 y a la relación Mg/Fe de la roca (Tabla 1). Por otro lado, los altos tenores de TiO_2 en la biotita (2,7 - 3,5 %) son también indicativos de temperaturas relativamente altas, bien superiores a 600° C.

Patiño Douce (1993) calibró experimentalmente la solubilidad de TiO_2 en biotita, y presentó una calibración que permite calcular temperaturas en base al contenido de Ti en biotita en equilibrio con ilmenita, sillimanita y cuarzo, sobre la base de la reacción:

$$[Al_2Fe_{-3}]_{bio} + FeTiO_3 + SiO_2 \leftrightarrow [TiFe_{-2}]_{bio} + Al_2SiO_5$$

En paragénesis sin ilmenita esta reacción da una temperatura de cristalización mínima, dado que en este caso la biotita no está saturada en Ti. La gran mayoría de los esquistos biotíticos del CA tampoco contienen sillimanita, por lo que se han calculado para cada una de las muestras dos temperaturas mínimas, una para actividad de sillimanita uno ($a_{Als} = 1$), y la otra para actividad de sillimanita igual a 0,7 (véase análisis de geobarometría, más abajo). Este rango de temperaturas mínimas se muestra en la última columna de la Tabla 3. Se debe enfatizar que estas temperaturas suponen que la paragénesis contiene ilmenita pura (actividad de ilmenita = 1), y que las temperaturas calculadas suben muy rápidamente con la disminución de la actividad de ilmenita (p. ej., un incremento de 30° C para actividad de ilmenita = 0,5). Aun así, las temperaturas mínimas son siempre superiores a las temperaturas conseguidas al usar biotita y borde de granate, hecho que sugiere que la biotita mantiene una composición similar a su composición durante el pico térmico, tal como se dedujera de la relación granate-biotita. Las temperaturas mínimas son unos 60 a 80° C más bajas que las temperaturas calculadas con el intercambio Fe y Mg entre núcleo granate y biotita. Esta diferencia puede ser debida, en parte, a la ausencia de ilmenita, y en parte a una retrogradación parcial de la composición de la biotita. No es posible determinar en que medida cada una de estas causas afecta el valor calculado de temperatura mínima. En cualquier caso, las temperaturas mínimas calculadas a partir del contenido de Ti en biotita son consistentes con las temperaturas del pico metamórfico obtenidas a partir del equilibrio Fe-Mg entre biotita y núcleo de granate. Se puede concluir que el pico térmico de la Unidad India Muerta en el nivel estructural aflorante fue del orden de 700 ± 50° C.

Geobarometría granate-aluminosilicato-cuarzo-plagioclasa "GASP" (como un intento de obtener la presión máxima del metamorfismo del CA)

La ausencia de aluminosilicatos en la matriz de la paragénesis del pico metamórfico (pre- o sin- S1) en los esquistos del CA, dificulta la aplicación directa del barómetro GASP. Sin embargo, debido a la escasa influencia que tiene en el equilibrio GASP la actividad del aluminosilicato (a_{Als}), es posible estimar la presión de metamorfismo usando la asociación granate-plagioclasa-cuarzo y considerando que $a_{Als} = 1$

(Ghent y Grover 1995). Es válido aclarar que en sentido estrictamente termodinámico la presión calculada es máxima y, ninguna evidencia natural indica que efectivamente se hubiera alcanzado.

Para calcular el equilibrio GASP se utilizó el *software* Geo-Calc (Brown *et al.* 1989), además la actividad de anortita y grosularia se obtuvo de modelos de solución sólida para plagioclasa (Furhman y Lindsley 1988) y granate (Berman 1990). Se resolvió en el espacio P-T la línea del equilibrio GASP considerando dos condiciones extremas de $a_{Als} = 1$ y 0,7 (Fig. 5), ésto con el propósito de acotar las condiciones más frecuentes de actividad del componente Al_2SiO_5 en paragénesis metasedimentarias metamorfizadas en zona de granate (Ghent y Grover 1995).

Operando de esta manera, al utilizar la composición del centro y medio de granate y plagioclasa, y asumiendo que la temperatura calculada con termómetro Fe-Mg granate-biotita (Patiño Douce *et al.* 1993) reproduce aquellas del pico metamórfico, es posible estimar que la presión durante el clímax térmico fue 5,7 ± 0,9 kbar (Fig. 5).

La presencia de sillimanita en rocas donde domina la fábrica S2 (muestra IM33) y en granitos sinorogénicos del CA (Otamendi *et al.*, 1996b), de hecho confirman que el metamorfismo se desarrolló dentro del campo de estabilidad de este aluminosilicato. Otra evidencia adicional y convergente, respecto de las condiciones metamórficas P-T durante el pico térmico del CA, puede ser obtenida al utilizar la relación Fe/(Fe + Mg) (isopletas X_{Fe}) en granate y biotita coexistentes. Simplemente asumiendo que, de no ser por su composición química empobrecida en alúmina respecto de una pelita, todas las rocas tendrían muscovita, además de los minerales paragenéticos que los esquistos poseen, las grillas petrogenéticas (Spear y Cheney 1989, Fig. 3; Robinson 1991, Fig. 40) permiten considerar que las condiciones de P y T obtenidas aquí en la Fig. 5 son estrictamente consistentes.

Conclusiones

Se han identificado dentro del basamento metamórfico del Complejo Achiras tres tipos litológicos principales derivados de protolitos sedimentarios siliciclástico, calcosilicáticos y carbonáticos. Reconociéndose que el primer tipo de protolito sedimentario domina ampliamente, y su producto metamórfico son esquistos biotíticos. La composición química en roca total de estos esquistos indica que las rocas metasedimentarias del CA se asemejan a las de la sierra del Morro por afinidades en el precursor sedimentario (grauvacas), y por la abundancia absoluta y relativa de elementos mayoritarios y trazas (Delakowitz *et al.* 1991).

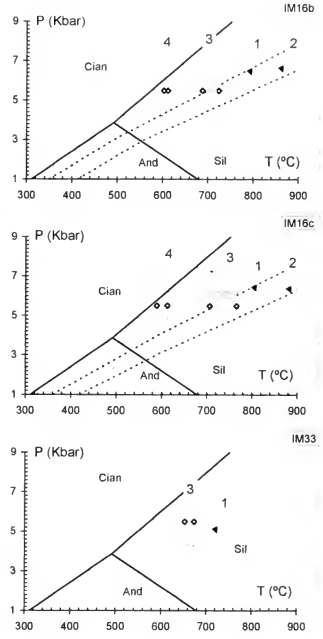


Figura 5: Diagramas de presión-temperatura calculados utilizando el barómetro granate-aluminosilicato-cuarzo-plagioclasa en dos condiciones de actividad (0,7 y 1) del aluminosilicato sillimanita. Las flechas muestran el descenso de la presión calculada al pasar de actividad 1 a 0,7. Las líneas llenas (1) se obtuvieron considerando composiciones de núcleo en el granate, mientras que las cortadas (2) se generan al utilizar el borde del granate. Las temperaturas son aquellas calculadas con el par granate-biotita y el termómetro de Patiño Douce *et al.* (1993) presentadas en Tabla 3, las temperaturas del equilibrio (3) son las calculadas con el centro de granate y las de (4) con el borde de granate, en ambos casos con biotita de matriz. Las condiciones P-T del clímax metamórfico son aquellas representadas por el sector punteado.

De la química mineral de la fases que constituyen los esquistos del CA, se destaca el zonado composicional del granate. Esta evidencia, en conjunción con observaciones texturales, permiten considerar dos estadios de evolución metamórfica, uno durante el cual granate crece y se genera la composición del núcleo y medio del mineral, y otro post-clímax térmico que reabsorbe al granate y genera un borde rico en espesartina. Por otro lado, la química de las biotitas son típicas de aquella contenidas por metasedimentos metamorfizados en facies de anfibolitas.

La relación modal óptima entre biotita y granate permitió obtener la temperatura (700 ± 40° C) del pico metamórfico. Mediante la aplicación del geobarómetro granate-cuarzo-sillimanita-plagioclasa, y considerando fundamentos conceptuales de termodinámica aplicada, se puede estimar que la presión máxima durante el pico térmico del CA fue 5,7 ± 0,9 kbar.

Los rasgos geoquímicos de las metamorfitas permiten afirmar que existen vínculos genéticos entre los protolitos sedimentarios de la sierra del Morro y las del Complejo Achiras. Por otro lado, las condiciones del metamorfismo aquí presentadas para el Complejo Achiras, indican que la evolución petrológica ocurrió en un nivel cortical más alto que aquel que se dió para el metamorfismo en otras áreas de la sierra de Comechingones (Gordillo 1984). Por último, estas observaciones junto con las recientes dataciones radimétricas, como las de Rapela y Pankhurst (1996) de 520 ± 5 Ma para la anatexis y el metamorfismo en la sierra de Córdoba y aquellas obtenidas por Stuart-Smith *et al.* (1996) para el magmatismo cortical del Complejo Achiras y de la sierra de San Luis, las que varían entre los 410 a 386 Ma, indican que ambos sectores de la Sierras Pampeanas tuvieron evoluciones petrológicas temporalmente diferentes. Estos elementos, tomados en conjunto, confirman aún más la presencia de dos terrenos independientes en el extremo sur de la sierra de Comechingones (Otamendi *et al.* 1996a).

Agradecimientos

Esta investigación fue financiada por proyectos de SeCyT-UNRC y CONICOR concedidos a F. Nullo entre los años 1993 y 1995. La obtención de datos con microsonda electrónica fue subsidiada por National Science Foundation proyecto EAR-9316304 a A. Patiño Douce. Le agradecemos a Eugenio Aragón el haber compartido y discutido durante muchos años las ideas que condujeron a esta presentación. Se agradece a Graciela Vujovich y a un corrector anónimo, la lectura crítica, comentarios y sugerencias que han beneficiado a este trabajo.

BIBLIOGRAFIA CITADA EN EL TEXTO

Applegate, J. D. R. y Hodges, K. V., 1994. Empirical evaluation of solution models for pelitic minerals and their application to thermobarometry. Contributions to Mineralogy and Petrology, 117: 56-65.

Berman, R. G., 1990. Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. American Mineralogist, 75: 328-344.

Brown, T. H., Berman, R. G. y Perkins, E. H., 1989. Geo- Calc: a software package for calculation and display of pressure - temperaure - composition phase diagrams using an IBM or compatible personal computer. Computers and Geosciences, 14: 279-289.

Brogioni, N., 1987. El batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, Provincia de San Luis. Geología y Edad. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 4: 115-118. Tucumán.

Brogioni, N., 1993. El batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, Provincia de San Luis. Geocronología Rb/Sr y Ambiente Tectónico. Actas 12° Congreso Geológico Argentino, 4: 54-60. Mendoza.

Condie, K. C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. Chemical Geology, 194: 1-37.

Cullers, R. L., 1994. The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian-Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediment in Kansas, USA. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58: 4955-4972.

Dalla Salda, L., 1984. La estructura íntima de las Sierras de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 39: 38-51.

Delakowitz, B., Holl, R., Brodtkorb, M.K. de, y Brodtkorb, A., 1991. Geología y génesis de yacimientos scheelíticos en la Sierra del Morro oeste, Provincia de San Luis. Publicaciones del Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, 1: 49-96. La Plata.

Demange, M., Baldo, E.G.A., y Martino, R.D., 1993. Structural evolution of the Sierra de Cordoba, Argentina. Actas Second Symposium of Andean Geodynamic, pp. 513-517. Oxford.

Dymek, F., 1983. Titanium, aluminium and interlayred cation substitution in biotite from high-grade gneisses, west Greenland. American Mineralogist, 68: 880-899.

Fagiano, M., Otamendi, J. E., y Nullo, F. E., 1993. Geología y petrología del granito Los Nogales. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 33-41. Mendoza.

Ferry, J. M., y Spear, F. S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. Contributions to Mineralogy and Petrology, 66: 329-336.

Florence, F. P. y Spear, F. S., 1991. Effects of diffusional modification of garnet growth zoning on P-T path calculations. Contributions to Mineralogy and Petrology, 107: 487-500.

Fuhrman, M. L. y Lindsley, D. H., 1988. Ternary-feldspar modeling and thermometry. American Mineralogist, 73: 201-216.

Ghent, E. D. y Grover, T. W., 1995. Calculation of the activity of Al_2SiO_5: applications to the geobarometry and geohygrometry of garnet and staurolite zone metapelitic rocks. American Journal of Science, 295: 923-942.

Gordillo, C. E., 1958. Estudio químico-petrográfico de las rocas intrusivas de la Quebrada del Río Primero. Boletín Academia Nacional de Ciencias, 40: 141-170. Córdoba.

Gordillo, C. E., 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba, condiciones físicas de la migmatización. Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea, 68: 1-40. Córdoba.

Gordillo, C. E., y Lencinas, A., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: Leanza, A.F. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, pp. 577-650. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Guidotti, C. V., 1984. Micas in Metamorphic Rocks. En: Bailey, S.W. (Ed.): Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy, 13: 357-468. Washington.

Herron, M. M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. Journal of Sedimentary Petrology, 58: 820-829.

Hodges, K. V., y Spear, F. S., 1982. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. American Mineralogist, 67: 1118-1134.

Hünicken, M. A. y Pensa, M. V., 1980. Estratigrafía y tectónica de las sedimentitas neopaleozoicas (Formación Chancaní) y de las filitas (Formación La Mermela) del borde occidental de las Sierras de Pocho y Guasapampa (Provincia de Córdoba, República Argentina). Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 53: 255-279. Córdoba.

Hünicken, M. A., Mombrú, C. A. y Moreno, J., 1981. Sedimentitas Paleozoicas. En: Relatorio del 8° Congreso Geológico Argentino, pp. 55-78. San Luis.

Introcaso, A., Lion, A. y Ramos, V., 1987. La estructura profunda de las Sierras de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42: 177-187.

Kilmurray, J. y Dalla Salda, L., 1977. Carácteres estructurales y petrológicos de la región central y sur de la Sierra de San Luis. Obra Centenario Museo La Plata, 4: 167-178. La Plata.

Kilmurray, J. y Villar, L., 1981. El basamento de la sierra de San Luis y su petrología. En: Relatorio del 8° Congreso Geológico Argentino, pp. 33-54. San Luis.

Kraemer, P. E., Escayola, M. P. y Martino, R. D., 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40´-32°40´), Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50: 47-59.

Martino, R. D., 1993. La faja de deformación "Guamanes": petrología, estructura interna y significado tectónico, Sierra Grande de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 48: 21-32.

McLennan, S. M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. En: Lipin, B.R. y McKay, G.A. (Eds.): Reviews in Mineralogy 21, Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements, pp. 169-200. Mineralogical Society of America, Washington.

Moore, B. C. y Dennen, W. H., 1970. A Geochemical trend in Silicon-Aluminun-Iron ratios and the Classification of Clastic Sediments. Journal of Sedimentary Petrology, 40: 1147-1152.

Nullo, F., Fagiano, M. y Otamendi, J. E., 1995. Geología del Sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. 1° Encontro de Geologia do Cone Sul, Porto Alegre. Boletín de Resumenes Expandidos, pp. 178-180. Porto Alegre.

Ortiz Suárez, A. O., Prozzi., C. y LLambías, J.E., 1992. Geología de la parte sur de la sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. Estudios Geológicos, 48: 209-381.

Otamendi, J. E., 1995. Petrología, geoquímica y estructura del basamento pre-carbonífero del extremo sur de la Sierra de Comechingones. Córdoba-San Luis, Argentina. Tesis Doctoral, Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, 288 p. (Inédito).

Otamendi, J. E., Nullo, F. E., Fagiano, M. y Aragon, E., 1996a. Dos terrenos metamórficos y estructurales en el extremo sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba-San Luis: algunas implicancias tectónicas. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 249-266.

Otamendi, J. E., Nullo, F. E., Patiño Douce, A. E. y Fagiano, M., 1996b. Geology, Mineralogy and Geochemistry of syn-Orogenic Granites from the Achiras Complex, Córdoba, Argentina: some petrogenetic and geodynamic implications. Journal of South American Earth Sciences (en revisión).

Patiño Douce, A. E., 1993. Titanium substitution in biotite, an empirical model with applications to thermometry, O_2 and H_2O barometries, and consequences for biotite stability. Chemical Geology, 108, 133-162.

Patiño Douce, A. E., Johnston, D. A. y Rice, J., 1993. Octahedral excess mixing properties in biotite: a working model with applications to geobarometry and geothermometry. American Mineralogist, 78: 113-131.

Rapela, C. W. y Pankhurst, R., 1996. The Cambriam Plutonism of the Sierra de Cordoba: pre-Famatinian subduction? and crustal melting. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5: 491.

Rapela, C. W., Coira, B., Toselli, A. y Saavedra, J., 1992. El magmatismo del Paleozoico inferior en el sudoeste del Gondwana. En: Gutierrez, J. E., Saavedra, J. y Rabano, I. (Eds.): Paleozoico inferior de Ibero-América , pp. 21-68. Mérida.

Robinson, P., 1991. The eye of the petrographer, the mind of the petrologist. American Mineralogist, 76: 1781-1810.

Sato, A. M., Ortiz Suarez, A., Llambias, E. J., Cavarozzi, C. E., Sanchez, V., Varela, R. y Prozzi, C., 1996. Los plutones pre-Oclóyicos del sur de la sierra de San Luis: arco magmático al inicio del Ciclo Famatiniano. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5: 259-272.

Sosic, M., 1964. Descripción geológica de la Hoja 24 h, Sierra del Morro, San Luis-Córdoba. Boletín Dirección Nacional de Geologia y Minería, 95: 1-44. Buenos Aires.

Spear, F. S., 1988. Metamorphic fractional crystallization and internal metasomatism by diffusional homogenization of zoned garnets. Contributions to Mineralogy and Petrology, 99: 507-517.

Spear, F. S., 1991.On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. Journal of Metamorphic Geology. 9: 379-388.

Spear, F. S. y Cheney, J. T., 1989. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO_2-Al_2O_3-FeO-MgO-K_2O-H_2O. Contributions to Mineralogy and Petrology, 101: 149-164.

Stuart-Smith, P. G., Miró, R., Pieters, P. E., Lions, P., Sims, J. P. y Camacho, A., 1996. Tectonic framework of the southern Sierras Pampeanas, Argentina. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 147.

Recibido: 26 de noviembre, 1996
Aceptado: 9 de diciembre, 1997

Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53 (1): 41-56 (1998)

Valoración de las restricciones ambientales durante la transición Arenigiano-Llanvirniano, Ordovícico de la Precordillera argentina

Marcelo G. CARRERA y Ricardo A. ASTINI

Estratigrafía y Geología Histórica, CONICET, Universidad Nacional de Córdoba, Avda. Vélez Sársfield 299, 5000 Córdoba

ABSTRACT. *Considerations on the environmental deterioration during the Arenig-Llanvirnian transition, Ordovician of the Argentine Precordillera.* A remarkable feature of the stratigraphy of the Argentine Precordillera is the development of a thick Cambro-Ordovician carbonate platform succession. Early Ordovician carbonates show the transition from nearshore shallow environments to distal ramp and slope-basinal black shales. From mid-late Arenig times a regional drowning apparently controlled the general facies shift toward graptolitic black shales in more restricted environments. Practically everywhere the carbonate factory closed down during the Early Llanvirn. The environmental shift brought about a significant faunal change and turnover. However, there are few occurrences of Early to Late Llanvirn carbonates located in the western margin of the central Precordillera (Cordón de La Trampa), where the carbonate factory was restored after a short lag period. Detailed palaeontological studies on the transition interval allow us to recognize local extinction and faunal turnovers among the carbonate faunas coupled with the facies change, whereas in most of the basin the calcareous fauna was completely replaced by non-carbonate organisms. The recent discovery of K-bentonites (fossil volcanic ash layers), in an interval comprising the upper levels of the San Juan Formation and the lower part of the succeeding black shales, brings new light on alternative factors which could have contributed to environmental deterioration, and consequently, added new variables to the Arenig-Llanvirn transition. As suggested by several authors, the volcanic ash would have probably functioned as an inorganic fertilizer in the sense of increasing water turbidity and stimulating phytoplankton abundance, and hence considerably reducing the photic zone. Moreover, nutrient excess would have contributed to eutrophication and bioerosion. This factor apparently contributed to the demise of the carbonate platform and magnifyied the effects of the rising sea-level.

Introducción

Las calizas ordovícicas de la Precordillera argentina (Fig. 1) presentan un pasaje abrupto a sucesiones pelíticas o mixtas calcáreo-pelíticas. Esta transición presenta características diacrónicas en la cuenca ya que la sedimentación netamente calcárea culminó en el Arenigiano tardío en los sectores septentrionales, mientras que se desarrolló sin mayores cambios hasta el Llanvirniano temprano en los sectores centrales y meridionales de la cuenca. Localmente, en una faja dispuesta en la Precordillera central, la sedimentación dominantemente calcárea persistió inclusive hasta el Llanvirniano tardío-Caradociano constituyendo remanentes de la antigua plataforma carbonática El tope de estas calizas, datado en base a su conodontofauna por Lehnert (1994), corresponde al Llanvirniano tardío-Llandeiliano temprano. Sin embargo, como el Llandeiliano ha sido recientemente incluido en la parte alta del Llanvirniano (Fortey *et al.* 1995), el rango de edad quedaría restringido al Llanvirniano tardío.

Como causa principal del cambio de facies se ha propuesto un evento de inundación en el límite Arenigiano-Llanvirniano (Astini 1986; Astini *et al.* 1988; Beresi 1990; González Bonorino 1991). Recientemente, Astini (1994a y b, 1995) aporta nuevos datos que permiten explicar el desarrollo del evento de inundación relacionándolo con dos efectos combinados: el primero de carácter local relacionado con la historia geodinámica de la cuenca (véase Astini *et al.* 1995) y el segundo relacionado con un evento de anoxia a escala global (ascenso eustático) que se registra a partir de Llanvirniano temprano. Desde un punto de vista paleoecológico Sánchez *et al.* (1993, 1996) y Carrera (1997a) sugieren que un ascenso relativo del nivel del mar se verifica en los tramos superiores de la Formación San Juan que es coronada en la región centro-oriental de la cuenca por una leve somerización, hecho que independientemente surge del análisis de microfacies llevado a cabo por Cañas (1995). Carrera (1997b) analiza las posibles causas de la variación de las condiciones paleoambientales a partir de los cambios faunísticos asociados. Estos podrían

0004-4822/98 $00.00 + 00.50 © 1998 Asociación Geológica Argentina

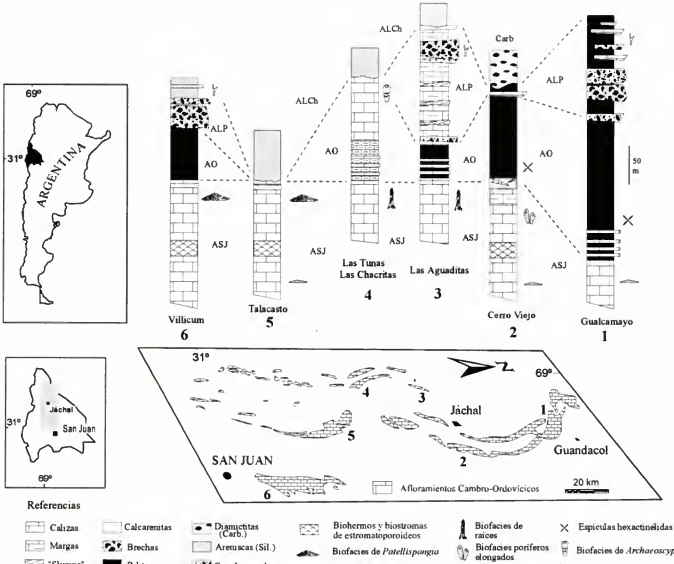


Figura 1: Mapa de los afloramientos cambro-ordovícicos de la Precordillera de San Juan y columnas estratigráficas de las secciones estudiadas. ASJ: aloformación San Juan, AG: aloformación Gualcamayo, ALP: aloformación Las Plantas, ALCH: aloformación La Chilca.

relacionarse con: a) factores físicos regidos por ascensos relativos del nivel del mar (*e.g.* cambios de energía, penetración de la luz, etc.), b) aumento de nutrientes ligados a un evento de anoxia y c) aumento repentino de la turbidez relacionado con la presencia de bentonitas potásicas a partir de actividad volcánica cercana (Huff *et al.* 1995; Bergström *et al.* 1996). Asimismo, el aumento de nutrientes ha sido señalado como la principal causa de la variación en los organismos constructores de los arrecifes y montículos arrecifales presentes en la base y tramos intermedios de la Formación San Juan (Cañas y Carrera 1993), relacionándose con aumentos relativos del nivel del mar y a cambios en la morfología de la cuenca (Carrera y Cañas 1997).

El propósito de la presente contribución es analizar detenidamente la causa de los cambios paleoambientales que produjeron el cambio de facies y el recambio faunístico entre las calizas de la Formación San Juan y las sucesiones calcáreo-pelíticas y pelitas negras suprayacentes (aloformación Gualcamayo de acuerdo con Astini 1994a). El análisis se fundamenta en estudios paleoecológicos y en nuevas evidencias sedimentológicas, como la presencia de cenizas volcánicas que periódicamente se precipitaron en el lapso Arenigiano tardío-Llanvirniano temprano. Parti-

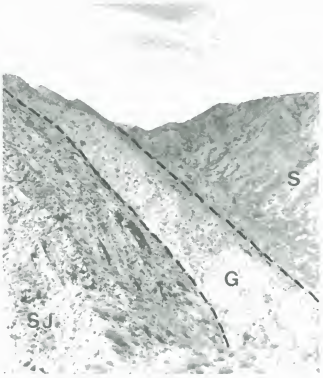


Figura 2: Vista panorámica del perfil este-oeste del tramo superior de la sucesión calcárea ordovícica en el cordón de Las Chacritas y la sucesión clástica silúrica (S) suprayacente. Obsérvese los contactos netos entre el intervalo equivalente al tope de la Formación San Juan (SJ) y el intervalo de calizas lajosas (Miembro Lajoso de Espisúa, 1968) equivalente a la Formación Gualcamayo (G) separadas por la superficie de inundación descripta en el texto.

Figura 3: Detalle del tramo superior de la Formación San Juan y su contacto neto con las pelitas negras de la Formación Los Azules en la localidad del Cerro Viejo (quebrada de Los Gatos). Nótese el pasaje repentino de calizas a pelitas (fenómeno de inundación) y el desarrollo de un cuerpo compuesto, grueso y tabular representado por *grainstones* en el tope de la unidad inferior, coronado por una superficie costrificada, que se interpreta como una acumulación residual condensada generada durante el episodio transgresivo cubierta por una superficie de omisión.

cular énfasis se pone en las secciones realizadas en el cordón de la Trampa (Las Tunas-Las Chacritas, Figs. 1 y 2), donde el desarrollo de la Formación Gualcamayo y el pasaje desde la Formación San Juan difieren de otras localidades en la cuenca.

Estratigrafía

La transición entre las calizas de la Formación San Juan y las unidades pelíticas suprayacentes presenta variaciones importantes en cuanto a las litofacies que intervienen en la misma. En general, la transición es abrupta poniendo en contacto calizas esqueletales o fangosas grises con pelitas limoarcillosas negras, generalmente silicificadas, de la Formación Gualcamayo o su equivalente la Formación Los Azules (Fig. 3). En otros sectores en cambio, se dispone sobre las calizas una sucesión alternante de niveles calcáreos tabulares (generalmente margosos) y delgadas particiones de pelitas y calcipelitas negras, que en conjunto fue denominada "transfacies calcáreo-pelíticas" (Baldis y Beresi 1981; Baldis *et al.* 1982; Cavaleri 1989). Este mismo intervalo fue referido como "zona de transición" por Benedetto *et al.* (1986) en la Precordillera riojana. Esta litofacies (Fig. 4) representa la "transición" más común alcanzando un espesor máximo de 25 a 30 metros (Astini 1994a).

La Formación San Juan desarrolla en sus términos superiores facies de calizas micríticas bioclásticas (*wackestones* y *packstones* hasta *mudstones*) más o menos bioturbadas. La característica común lo constituye el incremento de residuos insolubles (arcillas) y de la fábrica nodular. Los bancos nodulares concentran dolomita en forma de microesparita con pátinas férricas (junto a minerales arcillosos), que les otorgan un color ocre-anaranjado a amarillo verdoso (Cañas 1995). La alternancia de estos con capas compactas de *grainstones* esqueletales o litoesqueletales grises conceden al conjunto un aspecto cíclico y caracterizan a sucesiones de plataforma distal o rampa media donde intercalan capas de tormenta en un fondo fangoso bioturbado. Asimismo, dentro del paquete superior se intercalan horizontes delgados de K-bentonitas, constituidos por niveles tabulares, predominantemente arcillosos y de color amarillento, que en el campo poseen un relieve diferencial deprimido (véase Bergström *et al.* 1996).

Aún desconociendo la importante participación de cenizas volcánicas en este intervalo, Cañas (1995) demostró que los bancos nodulares están originados

Figura 4: Contacto entre las calizas del tope de la Formación San Juan (derecha) y las del equivalente a la Formación Gualcamayo (izquierda) en la localidad de Las Chacritas. Nótese el contraste de estratofábricas entre ambas y las intercalaciones de partículas pelíticas dentro de Gualcamayo.

por la gradual concentración, de suturas de disolución por presión (Buxton y Sibley 1981). Estas estructuras son características de calizas arcillosas (Bathurst 1987, 1991; Clari y Martire 1996), a diferencia de calizas sin contenido de arcilla, que reaccionan a la presión generando estilolitos. Asimismo, Cañas (1995) señaló que la disolución por presión que afectó a la Formación San Juan en el ambiente de soterramiento profundo, generando la pseudo-estratificación descripta, fue acompañada por la formación de dolomita, probablemente a expensas de la disolución de componentes de calcita rica en Mg (*e.g.* equinodermos), la que se concentra como residuo insoluble en las suturas de disolución (*cf.* Wanless 1979).

Como culminación de la unidad, en numerosos perfiles relevados en la cuenca y particularmente en aquellos situados en las escamas orientales se desarrollan importantes bancos de calcarenitas gruesas con abundantes pelmatozoos (*cf.* Carrera 1994; Cañas 1995) dispuestos en contacto neto sobre las calizas nodulares. Este nivel denominado informalmente "encrinita cuspidal" (Cañas com. verb.) es considerado como un depósito de alta energía vinculado a barras arenosas generadas con frecuencia en la zona de disipación del oleaje en rampas someras (Burchette *et al.* 1990). El banco calcarenítico constituye un nivel compuesto donde en ocasiones se reconocen varios pulsos de sedimentación y en otros casos se observa estratificación cruzada pobremente desarrollada. Entre los bioclastos resaltan artejos y placas de crinoideos, braquiópodos, nautiloideos, y ocasionales gastrópodos, ostrácodos, trilobites, fragmentos de briozoarios, espículas de esponjas calcáreas y *Nuia*, además de peloides y litoclastos parcialmente micritizados; todos incluidos en un cemento esparítico. Los nautiloideos, algunos de ellos de gran tamaño, se encuentran en concentraciones inusualmente elevadas, formando pavimentos en parches que cubren la calcarenita y se disponen retrabajados y a veces parcialmente orientados. El tope de este nivel está característicamente tapizado por una costra ferruginosa-dolomítica que en partes contiene perforaciones verticales y es sucedida abruptamente o por pelitas negras o por el paquete margoso. Las calcarenitas que en ocasiones contienen granulometría mayor en la base (*e.g.* Cerro La Chilca), constituyen según Astini (1996) una acumulación condensada, de naturaleza mecánica, generada durante un evento transgresivo. Su bajo grado de organización interna refleja su rápida acumulación durante una transgresión sostenida, que no sólo acumuló bioclastos y lixivió los finos, sino también arrancó litoclastos del sustrato calcáreo que fueron redepositados dentro del paquete transgresivo. La inusual concentración de nautiloideos (véase discusión en Soja *et al.* 1996) en el tope podría deberse a factores tafonómicos ligados tanto al evento transgresivo como a la depositación de horizontes de ceniza volcánica que habrían producido la mortandad en masa, favoreciendo la acumulación casi instantánea de estos organismos nectónicos. La costra ferruginosa, en tanto, indica un período dominado por escasa sedimentación, ocurrido durante el momento de máxima inundación asociado al evento transgresivo (Astini 1994a). Según Wilson y Palmer (1992) estas superficies (*hardgrounds*), cementadas tempranamente, marcan momentos de máxima retracción de la línea de costa y consecuentemente de mínimo aporte sedimentario (*maximum starvation*), durante los cuales los depósitos esqueletales son estabilizados y las tasas de sedimentación reducidas permiten la cementación intersticial entre los granos. Brett (1995) señala la frecuente generación de estas superficies en el límite entre niveles pelíticos que cubren calizas, como el caso en cuestión. Dada la oxidación de sulfuros generados durante etapas anóxicas es frecuente que dichas superficies se hallen oxidadas. La presencia de perforaciones provee una importante evidencia adicional para sostener la existencia de una discontinuidad. Es importante remarcar que si bien del punto de vista litológico (y estratigráfico secuencial) la evidencia de un quiebre en las condiciones ambientales a través de esta superficie son concluyentes (Astini 1994b), ésto no ha podido ser corroborado del punto de vista bioestratigráfico que marca una aparente continuidad. Asimismo, debe destacarse que si bien la superficie de caída (límite de secuencia) suele ser retrabajada durante el posterior ascenso, las evidencias disponibles indican que dicha superficie se ubicaría por debajo de la encrinita, coincidiendo la superficie cos-

trificada más probablemente con la superficie de máxima inundación (*maximum flooding surface*).

Detalles litofaciales y paleoambientales de las formaciones Gualcamayo y Los Azules son provistos en Astini (1994a y d). Estas unidades constituyen el registro sedimentario de una inundación de la rampa calcárea y fueron agrupadas por Astini (1993, 1996) junto al tramo basal de la Formación Las Aguaditas y al denominado miembro superior de la Formación San Juan (Espisúa 1968) dentro de la aloformación Gualcamayo. El paquete calcáreo-pelítico basal constituye la secuencia de inundación propiamente dicha (cortejo transgresivo), mientras que las pelitas negras serían la secuencia de postinundación desarrollada por encima del nivel de máxima inundación (Astini 1991, 1994b). Una característica sobresaliente de la base de esta aloformación es su diacronismo señalado ya por Hünicken (1985). En el Arenigiano tardío, mientras se desarrollaron biostromas y arrecifes de estromatoporoideos en aguas someras en la parte central y sur de la cuenca, se depositaban sucesiones calcáreo-pelíticas, típicas de

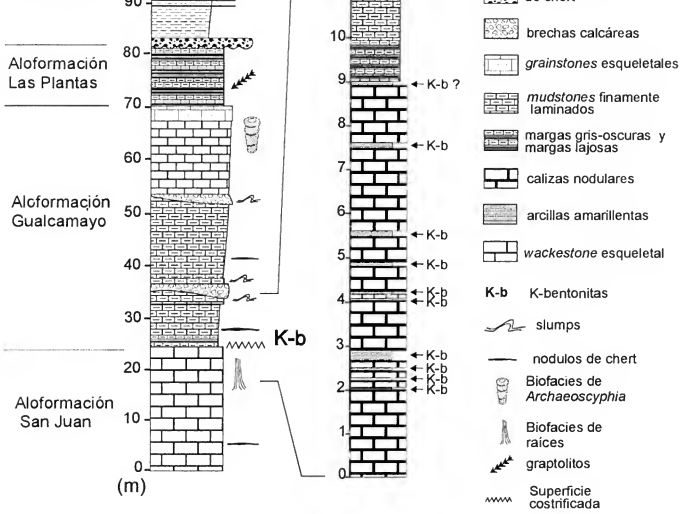


Figura 5: Columna estratigráfica de la sección del río de Las Chacritas, Cordón de la Trampa y detalle del intervalo estudiado en el presente trabajo.

Figura 6: Detalle de la estratofábrica tabular-mediana del tramo cuspidal de la Formación San Juan en el curso de la quebrada de Las Chacritas, donde se intercalan las K-bentonitas que ocupan las porciones deprimidas (en sombra).

Figura 7: Detalle de la estratofábrica tabular delgada del tramo basal de la aloformación Gualcamayo en el curso del río de Las Chacritas. Obsérvese la superficie de truncamiento intraformacional producto de cizalla sinsedimentaria a la derecha de la referencia que ocasiona la suave rotación del paquete suprayacente y la suave angularidad observada arriba y abajo de dicha superficie.

rampa distal, y pelitas graptolíferas en el sector norte de la cuenca (área de Guandacol y del río Gualcamayo). El diacronismo se debería a una combinación tectono-eustática, que produjo depocentros subsidentes inicialmente en la parte norte y este de la cuenca (Astini 1994b, 1995; Sánchez *et al.* 1996).

Al paquete basal mixto de la aloformación Gualcamayo le sigue en general un paquete de pelitas negras. No obstante, en el cordón de la Trampa (quebradas de Las Chacritas y Las Tunas), ubicado en la Precordillera central (Fig. 1), se produjo tras el evento de inundación una inusual somerización registrada como el paquete lajoso descripto originalmente por Espisúa (1968) y recientemente reinterpretado por Astini (1994c) (Fig. 5). El contacto entre la aloformación San Juan y la aloformación Gualcamayo en esta localidad está representado por la intercalación repentina de particiones peliticas que desaparecen gradualmente hacia el tope de Gualcamayo, acompañado de un cambio a estratofábricas delgadas (Figs. 5, 6 y 7). Este paquete mixto calcáreo-pelítico se correlaciona bien con lo que sucede en el resto de la cuenca e indica la etapa de inundación. Sin embargo, a diferencia de otras localidades donde la sucesión se profundiza (sucesión de receso productivo, *cf.* Astini 1994b), en esta localidad tras un tiempo de retardo (*lag period* de Schalger 1989), la sucesión tiende a somerizarse nuevamente generando una típica secuencia de alcance (Astini 1994b) (*cf.* Kendall y Schlager 1981; Sarg 1988). De esta manera Astini (1994c) incluyó al paquete mixto (desarrollado luego del retardo generado por la inundación) y a la secuencia de alcance dentro de la aloformación Gualcamayo, en vez de considerarla como la parte superior de San Juan como lo hicieran oportunamente Espisúa (1968) y Beresi (1986) (Fig. 5). La so-

merización es acompañada por una recolonización de comunidades de faunas bentónicas oportunistas (véase más adelante). Dentro de la sucesión lajosa, el tramo basal con frecuentes particiones pelíticas posee abundantes evidencias de deformación sinsedimentaria, a partir del metro 10 del tope de la Formación San Juan, indicando la existencia de pendientes primarias del fondo no inferiores a 7°. Entre las estructuras de deformación se destacan paquetes contorsionados por *slumping,* truncamientos intraformacionales correspondientes a cicatrices de deslizamiento y brechas de deslizamiento (Fig. 8). El tramo superior, en cambio, está dominado por calizas esqueletales bien estratificadas, en donde se desarrolla una fauna dominada por esponjas que llegaría hasta el Llanvirniano tardío (Astini 1994c; Carrera 1997b). Este paquete es truncado erosivamente por la Formación La Chilca o cubierto en aparente concordancia por la Formación Las Aguaditas al sur y norte de la quebrada de Las Chacritas, respectivamente.

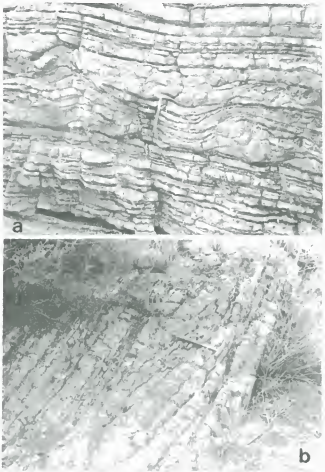


Figura 8: Estructuras producidas por deformación sinsedimentaria comunes en la base de la Formación Gualcamayo en la quebrada de Las Chacritas indicando la existencia de una topografía local pronunciada. **a,** Capas contorsionadas (*slumps*) y flujos de detritos (inmediatamente sobreyaciendo a las capas contorsionadas) entre paquetes tabulares rítmicos de calizas margosas y **b,** truncamientos intraformacionales típicos de deslizamientos subácueos afectando a la facies tabular delgada.

El reciente descubrimiento de bentonitas potásicas (K-bentonitas) sintetizado en Huff *et al.* (1995) y Bergström et al. (1996) en el intervalo que abarca la transición entre las unidades consideradas, intoduce un nuevo elemento a tener en cuenta entre los factores que pudieron ocasionar el importante cambio litofacial y faunístico observado. En otras regiones del planeta y a través de la historia geológica se discute el impacto que habría tenido sobre los ecosistemas el desarrollo de nubes piroclásticas con gran desarrollo areal y corta duración en el tiempo *(e.g.* Huff *et al* 1992). Las K-bentonitas constituyen por su naturaleza alocíclica elementos muy importantes para establecer correlaciones precisas, tanto dentro de la cuenca como a nivel interregional. A través de su localización espacio-temporal puede comprobarse la naturaleza diacrónica del contacto entre las aloformaciones San Juan y Gualcamayo. En este trabajo nos interesa delimitar cuál habría sido el impacto de las reiteradas lluvias de cenizas en el lapso Arenigiano-Llanvirniano. En particular, nos ocuparemos del impacto que ocasiona la incorporación de nutrientes en exceso en la cadena trófica (*e.g.* Hallock y Schlager 1986, Hallock 1988; Wood 1993), a partir de la introducción de material piroclástico fino, que produce regularmente alteraciones del equilibro ambiental.

Evolución de las asociaciones bióticas en el Ordovícico temprano

La aloformación San Juan comprende la sucesión calcárea ordovícica con la mayor abundancia y diversificación de faunas. En estudios previos se han llevado a cabo distintos análisis paleoecológicos incluyendo estudios biovolumétricos (Sánchez *et al.* 1993 y 1996; Carrera 1994 y 1997a), principalmente en los niveles superiores de la unidad (Llanvirniano temprano), en los que se reconoció la importancia de los poríferos dominando las comunidades en diferentes etapas del desarrollo de la unidad carbonática.

Los poríferos forman parte de las estructuras biohermales de la base de la formación (Tremadociano-Arenigiano temprano) (Fig. 9) e indican la primera aparición de faunas con características de ambientes marinos abiertos, generados por un ascenso relativo del nivel del mar y el consiguiente cambio desde plataforma restringida a rampa (Cañas y Carrera 1993; Cañas 1995; Carrera 1997a; Carrera y Cañas 1997).

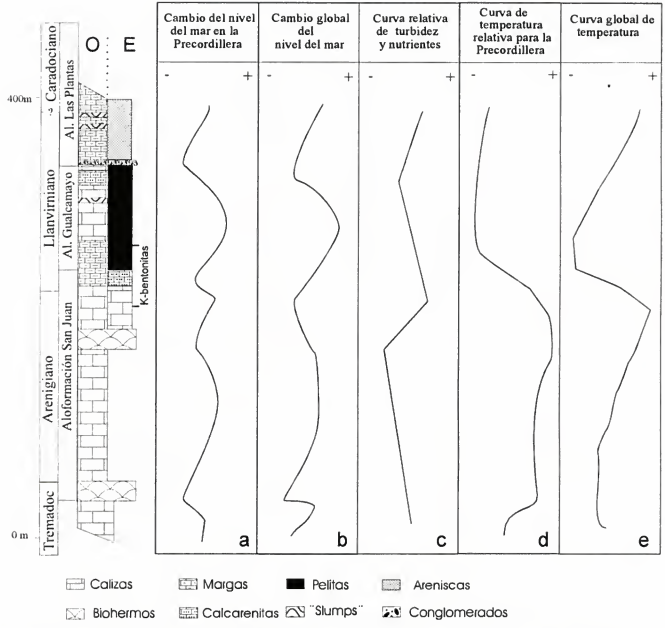


Figura 9: Variables que pueden haber controlado el cambio de facies y el recambio faunístico entre el Arenigiano y el Llanvirniano en la Precordillera argentina y su correlación con eventos a escala global.

El ecosistema de estos biohermos está dominado por comunidades microbianas, esponjas lithistidas y *Calathium* que en conjunto ocupan entre el 60 y 70 % del volumen de la roca. De acuerdo a las características litofaciales y paleontológicas estos biohermos se desarrollaron en ambientes someros afectados por las olas normales en sectores de rampa proximal.

En los niveles intermedios de la Formación San Juan en la zona central de la Precordillera (Arenigiano tardío) se presentan esponjas y briozoos incrustantes que reflejan bajas tasas de sedimentación y escasa turbidez (Biofacies de *Nexospongia*, Carrera 1995), incluidos en niveles depositados en sectores de rampa media dominada por tormentas (Cañas 1995). Este tramo culmina con la presencia de biostromas y arrecifes de estromatoporoideos (Cañas y Keller 1993; Keller y Flügel 1996) incluidos también en sectores de rampa interna a media que representan un descenso relativo del nivel mar (Cañas 1995). Los arrecifes de estromatoporoideos están compuestos por una estructura rígida (*framestone*) de 8 a 10 metros de potencia, con variados morfotipos de estromatoporoideos entre los que predominan las formas laminares y globulares. Las esponjas lithistidas y las estructuras microbianas están casi ausentes y en al-

gunos casos se restringen a la facies de flanco. Carrera y Cañas (1997) sugieren que los estromatoporoideos presentan características mixtas suspensívoras-fototróficas con la participación de fotosimbiontes bacterianos, al igual que algunos representantes modernos (esclerospongeas), y que por consiguiente habitarían ambientes con escasez de nutrientes y turbidez (condiciones oligotróficas).

Entre las facies carbonáticas los biohermos y arrecifes son particularmente característicos de la transición entre cortejos transgresivos y de nivel alto (Sarg 1988; Buchbinder *et al*. 1993). Como es el caso de muchos biohermos del Paleozoico inferior (Walker y Alberstadt 1975; Friedman, en prensa) estos se desarrollaron sobre sustratos firmes, endurecidos o costrificados en coincidencia con momentos de maxima inundación y mínima sedimentación. Los biohermos se extienden durante los cortejos de nivel alto durante los cuales interdigitan con facies fangosas. En ocasiones biohermos menores se apoyan sobre superficies transgresivas de menor jerarquía o sobre las superficies de inundación que limitan parasecuencias (Brett 1995).

Los niveles superiores de la Formación San Juan (Llanvirniano temprano) presentan una mayor diversidad y abundancia de faunas en general y de poríferos en particular. También presentan una importante diferencia de las asociaciones en distintos sectores de la cuenca. Basado en el estudio paleoecológico de estas asociaciones Carrera (1997a) distinguió tres biofacies: a) la Biofacies de *Patellispongia* que se registra en los sectores sudorientales (Talacasto, Villicum, cerro La Chilca) (Fig. 1) y representa ambientes de rampa media, b) la Biofacies de poríferos elongados, que incluye a géneros como *Archaeoscyphia*, *Hudsonospongia* y *Calicocoelia*, se registra en el sector del cerro Viejo (Fig. 1) y caracteriza a sectores proximales de la rampa distal y finalmente, c) la Biofacies de "raíces" (*root tufts*), en los sectores occidentales de la tectofacies oriental (quebradas Las Aguaditas, Las Tunas, Las Chacritas). Esta última se encuentra dominada por raíces de probables esponjas hexactinéllidas o monaxonidas y abundantes braquiópodos inarticulados (Carrera 1997a). Se habría localizado en sectores de rampa distal debajo de la base del tren de olas de tormenta. A partir de este estudio pudo reconocerse un sector más somero en la parte central y sur y una profundización hacia el norte y el oeste.

La fauna de los niveles calcáreo-pelíticos en la base de la aloformación Gualcamayo, ya sean del Arenigiano tardío o del Llanvirniano temprano, se encuentra constituida principalmente por trilobites, braquiópodos y graptolitos (Baldis *et al*. 1984; Benedetto *et al.* 1986) con características de ambientes profundos, en general exteriores a la plataforma. En tanto, la fauna de las sucesiones de pelitas negras está ampliamente dominada por formas pelágicas y nadadoras siendo muy escasos los niveles con linguloideos.

Como se dijo con anterioridad, en el cordón de la Trampa la sedimentación carbonática persiste más allá del tope de la Formación San Juan. Un importante tramo relativamente estéril dominado por *mudstones* nodulares con abundantes intercalaciones de niveles de cenizas volcánicas en forma de K–bentonitas se reconoce tanto en el tramo superior de San Juan como en la base de Gualcamayo (véase Figs. 5 y 6). Este contrasta en diversidad y abundancia de organismos con los niveles del tramo inferior y medio de San Juan pudiendo sugerirse una extinción local que afectó a la casi totalidad de los grupos. Por encima de estos niveles con estratificación delgada y ocasionalmente afectados por deformación sinsedimentaria comienzan gradualmente a aparecer *wackestones* bioclásticos (principalmente con braquiópodos y escasos trilobites) y fábricas progresivamente más bioturbadas. El estudio de los braquiópodos revela que se trataría de nuevas especies y géneros (Benedetto com. pers.), ausentes en el tope de San Juan, y que dominan ampliamente la escasa fauna presente. El mismo recambio se da entre los trilobites donde aparecen géneros y especies diferentes (Vaccari, com. pers.). Esto estaría indicando entonces, que a la extinción de grandes grupos presentes en los niveles medios-superiores de la Formación San Juan como esponjas, briozoos, crinoideos, gastrópodos, cefalópodos, se suman también los braquiópodos y trilobites que registran localmente, como en el cordón de la Trampa, un fenómeno de recambio faunístico (*e.g.* Sánchez *et al.* 1993) con el primer ingreso de faunas descendientes y exóticas en niveles calcáreos algo más someros de la aloformación Gualcamayo junto con la desaparición total de las capas de cenizas. En dicha localidad, aproximadamente a partir del metro 50 (véase Fig. 5) culminada la Formación San Juan, se produce una somerización marcada del ambiente y se registra la aparición de una fauna más diversificada en la que domina el porífero *Archaeoscyphia,* reconocido género oportunista (Carrera 1997c), en niveles que corresponden al Llanvirniano tardío (Lehnert 1995). Este fenómeno estaría indicando un reingreso de faunas calcáreas que en el evento de inundación previo se habrían desplazado a áreas de refugio más someras (normalmente no preservadas como consecuencia del truncamiento erosivo de la secuencia depositacional suprayacente), donde unos pocos descendientes originan al menos parte de las asociaciones presentes en la secuencia de alcance junto con la aparición de faunas exóticas características de estos recambios luego del reestablecimiento de las condiciones ambientales someras (Sánchez *et al*. 1993). A su vez, la región del cordón de la Trampa, por su menor profundidad relativa,

habría actuado como un área de refugio, dando la posibilidad a un número relativamente reducido de organismos oportunistas de sobreponerse al tiempo de retardo y generar un fenómeno de recolonización y reingreso de faunas.

Balance de nutrientes asociados al cambio de facies y al recambio faunístico

Carrera y Cañas (1997) sugirieron que la disminución de los nutrientes y de la turbidez pueden prevalecer entre los factores que contribuyeron al cambio de la comunidades arrecifales de la base y de los niveles medios de la Formación San Juan. Este gradiente de disminución parece invertirse hacia los niveles superiores de dicha unidad (Fig. 9), donde a la presencia de una fauna más diversificada de organismos suspensívoros heterotróficos se suma el desarrollo de niveles margosos y mantos de cenizas volcánicas.

En aguas con escasez de nutrientes (N, P, Fe) la producción de materia orgánica es mínima al igual que la productividad primaria a partir de fotosíntesis (condiciones oligotróficas). La transparencia del agua es máxima y la zona fótica se amplía a mayores profundidades. En estas condiciones los organismos clonales (*e.g.* corales, estromatoporoideos) que poseen fotosimbiontes se ven favorecidos, ya que poseen una alimentación alternativa que reemplaza la asimilación a partir de la filtración. (Hallock y Schlager 1986; Hallock 1988; Wood 1993). Con el aumento de nutrientes y correlativamente del plancton, la claridad del agua disminuye, las algas macroscópicas comienzan a crecer por encima de los organismos clonales y conforman la base de la cadena trófica. Con un incremento mayor de los nutrientes, el fitoplancton aumenta y capta la mayor cantidad de la energía solar, las algas bénticas se retraen y el fitoplancton ocupa la base de la cadena trófica. La mayor cantidad de partículas orgánicas en suspensión favorece a los organismos suspensívoros-heterótrofos que tienden a dominar el bentos.

Las condiciones eutróficas, donde el 1 % de la luz solar llega hasta los 10-30 m de profundidad, normalmente impiden la formación de estructuras biohermales. Incluso en caso de haberlas, su potencial de preservación es nulo ya que las tasas de bioerosión exceden el metro cada 1000 años. Además, bajo estas circunstancias el oxígeno disuelto tiende a disminuir por la alta productividad en las aguas superficiales lo que lleva al agotamiento del mismo en las aguas profundas (Margaleff 1977). Si estas condiciones se llevan a un máximo favorecidas por la anoxia generalizada del medio, no sólo desaparece la formación de estructuras biohermales sino la producción misma de carbonatos (Vogt 1989).

Schlager (1981) sugiere que a las tasas normales de producción de carbonato (en promedio 1000 µm por año) y crecimiento de las plataformas bajo condiciones climáticas favorables, los procesos de largo término que influyen sobre el ascenso relativo del nivel del mar, como la subsidencia térmica y las tasas de creación del suelo oceánico, no tendrían influencia y sólo deberían considerarse aquellos procesos como rápidos ascensos del nivel del mar debidos a subsidencia tectónica, glacioeustatismo o procesos que lleven a un deterioro de las condiciones ambientales y, por ende, desarrollen una influencia en la producción de carbonatos. La sofocación de la fábrica carbonática como consecuencia de un ascenso relativo del nivel del mar requiere de una sumersión de la plataforma por debajo de la zona fótica. Se acepta, en general, que un ascenso de segundo orden, alrededor de 100 m, resultaría suficiente para producir la inundación (Schlager 1981). Sin embargo, de acuerdo a los niveles de nutrientes y a la turbidez, esta profundidad puede ser mucho menor y la zona fótica puede llegar sólo hasta 18 m como en un ejemplo moderno de Barbados (Hallock *et al.* 1988). A su vez, en condiciones de gran claridad de las aguas, se requerirían ascensos mayores de hasta 170 m (Hallock y Schlager 1986). La ausencia o disminución de grandes productores de carbonato, como los corales, en algunas áreas del Caribe ha sido relacionada con el aumento de nutrientes (Hallock *et al.* 1988). Esta característica lleva a que la producción carbonática no haya podido mantener el ascenso del nivel del mar aún cuando las condiciones de temperatura, salinidad y otros factores sean los óptimos para el desarrollo de los corales.

El aumento de nutrientes y de la turbidez en los mares someros está relacionado normalmente con tres importantes procesos: a) incorporación repentina de nutrientes y de material detrítico desde áreas emergidas cercanas, b) aumentos de gran magnitud del nivel del mar o configuraciones particulares de la circulación marina que aproximan a la superficie corrientes cargadas con nutrientes desde los fondos oceánicos (*upwelling*) o que producen un intercambio entre capas oceánicas profundas y someras (Parrish 1982) corrientes termohalinas ascendentes, normalmente anóxicas, cargadas con nutrientes y otros elementos e inducidas por vulcanismo submarino (Vogt 1989; Vermeij 1995). Un cuarto proceso capaz de modificar las condiciones de nutrientes y turbidez del medio lo constituye la caída de cenizas volcánicas que al alterarse proveen una importante fuente de nutrientes (Hallock 1988; Föllmi 1996). A su vez, la permanencia en suspensión de cenizas volcánicas tanto en la atmósfera como en el océano reduce notablemente las condiciones de penetración de la luz en las masas de agua.

Los agricultores y edafólogos están familiarizados con el hecho de que las erupciones volcánicas causan el enriquecimiento del suelo; sobre todo, cuando tienen lugar en climas húmedos que producen una meteorización más rápida, permitiendo la disolución de minerales que proveen nutrientes al suelo, los ríos y los océanos cercanos. Los distintos tipos de nutrientes dependen del tipo de efusión volcánica, así los basaltos son la fuente principal del hierro, mientras que las cenizas provenientes de erupciones ácidas e intermedias incorporan fósforo (Vermeij 1995). Según Hallock y Schlager (1986) la caída de cenizas volcánicas en regiones oceánicas produce tres efectos principales: a) reducción de la transparencia del agua, b) disminución de la formación de cristales de calcita por la presencia del fósforo y c) la ruptura de la estructura biótica. El aumento de la turbidez se produce en forma directa por la incorporación de partículas en suspensión y en forma indirecta al producir el aumento de los nutrientes que incrementan la biomasa del plancton y, consecuentemente, la cantidad de materia orgánica (Hallock y Schlager 1986). De esta manera, se reduce la transparencia del agua y disminuye el espesor de la zona fótica (Hallock 1988).

El porcentaje de fósforo en las K-bentonitas de la Precordillera es bastante elevado, siendo el P_2O_5 promedio de 0,16 % (Huff com. epist. 1996). Un gran porcentaje del fósforo en las cenizas volcánicas aparece como apatita, aunque también tiene una gran participación en las arcillas (principalmente en la kaolinita) y puede también presentarse como hidróxidos fosfatados de hierro y aluminio. Si bien la apatita puede ser disuelta en el agua marina a partir del sedimento por medio de resuspensión, la solución del fósforo es más rápida a partir de las arcillas y los hidróxidos (Stumm y Morgan 1970; Golterman 1975; Atlas y Pytcowicz 1977). A través de la resuspensión de los centímetros superficiales del sedimento, los fosfatos son solubilizados y luego tomados por el plancton (Margaleff 1977; Berner y Rao 1994). En áreas biológicamente activas muy poco fósforo se pierde en los sedimentos y ya sea por la actividad orgánica o por resuspensión, el fósforo es continuamente reciclado (Berner y Rao 1994). Si bien Froelich *et al.* (1982) han calculado un tiempo de residencia para el fósforo en los océanos someros de aproximadamente 100.000 años a partir del ingreso por los ríos, la incorporación periódica de fósforo a través de cenizas volcánicas podría incrementar considerablemente esa cifra.

La presencia de ortofosfatos inhibe la producción de cristales de calcita inclusive a muy bajas concentraciones (Simkiss 1964). Kinsey y Davies (1979) han sugerido que la reducción del 50 % en la producción de carbonato de calcio en arrecifes modernos es debida a la presencia de fosfatos. Si bien, este efecto del fósforo está claramente demostrado, presenta algunas variantes ya que es máximo ante la presencia de magnesio y mínimo cuando existe una alta concentración de bicarbonatos disueltos (Pytkowicz 1983; Simkiss 1964).

Como se mencionó anteriormente el aumento de nutrientes favorece el crecimiento de algas, cianobacterias y fitoplancton que forman la base de la cadena trófica aumentando notoriamente la productividad primaria. Ante estas condiciones los organismos suspensívoros de poco tamaño se ven favorecidos y compiten exitosamente por el espacio con corales o estromatoporoideos. La mayor productividad incrementa notablemente los niveles de materia orgánica, mientras que disminuye la concentración de oxígeno disuelto. Por otra parte, el mayor desarrollo de las algas filamentosas, (reconocidas por degradar cristales de calcita) al igual que del fitoplancton y de la materia orgánica favorecen la bioerosión (Hallock y Schlager 1986; Hallock 1988). Así, las tasas de bioerosión pueden alcanzar y superar las de producción carbonática, con un aumento marcado de nutrientes.

Huff *et al.* (1992) y Sloan (1987) analizaron los efectos de la caída de cenizas volcánicas sobre la fauna en distintos períodos y bajo diferentes características ambientales. Huff *et al.* (1992) reconocieron pocos cambios en la fauna luego de una importante caída de cenizas volcánicas en el Ordovícico de Baltoscandia. Sin embargo, las cenizas no coinciden con desaparición de sedimentación carbonática o fauna bien diversificada sensible a cambios ambientales. Para el evento piroclástico del Ordovícico Medio que cubrío gran parte de Laurentia, Sloan (1987) reconoció una extinción local del 80 al 100 % de las faunas de trilobites, gastrópodos y equinodermos, siendo algo menor el efecto sobre braquiópodos y conodontes.

Deterioro ambiental y restricciones de la cuenca en el Ordovícico temprano

En el Ordovícico temprano de la Precordillera puede verificarse un deterioro de las condiciones ambientales en forma gradual luego del desarrollo de los arrecifes de estromatoporoideos y un leve mejoramiento hacia los niveles cuspidales (asociaciones de poríferos), que puede relacionarse con un corto período de somerización registrado en la plataforma en la región central al sur del río Jachal (véase Fig. 9). Si bien el deterioro puede estar vinculado con un ascenso sostenido del nivel del mar, es llamativa la coincidencia con el intervalo donde aparecen las K-bentonitas. Si bien las lluvias de cenizas volcánicas a partir del Arenigiano tardío pueden haber contribuido al empobrecimiento de la fauna, no desestabilizaron to-

talmente la producción de carbonatos. Esto puede deberse a que el ascenso relativo no fue tan importante y, al menos en gran parte de la plataforma, se habría iniciado con niveles de aguas muy someras y claras (arrecifes de estromatoporoideos). Por otra parte, las lluvias de cenizas no eran tan conspicuas como en los niveles superiores de la formación donde contribuyeron a reducir la zona fótica.

Próximo al tope de la Formación San Juan al sur del río Jáchal, la diversificación de la fauna con la presencia de cianófitas y algas microscópicas y el incremento de bancos de *grainstones* bioclásticos y *grainstones* con pelmatozoos permite reconocer una somerización (Cañas 1995). Esta somerización ha sido reconocida también por Sánchez *et al.* (1993) sobre la base de un estudio paleoecológico en el área de Talacasto. El gran incremento de organismos suspensívoros (heterótrofos) y el desarrollo de facies margosas, íntimamente relacionados a la precipitación periódica de cenizas volcánicas, son evidencias del incremento de nutrientes y de la turbidez. Durante el pico de somerización, donde dominan las esponjas, no llegaron a desarrollarse estructuras arrecifales a pesar de que las características batimétricas podrían haber favorecido el desarrollo de este tipo de estructuras como en las etapas de somerización de los tramos inferiores y medios de la unidad.

Luego de la inundación generalizada de la cuenca la sedimentación calcárea sólo se restableció parcialmente en el sector centro-occidental de la tectofacies oriental. Esta región que comprende la actual sierra de la Trampa se mantuvo dentro de la zona fótica, por ello se habría recuperado de los efectos de la inundación. Las diferencias en la sedimentación entre áreas cercanas han sido explicadas a partir de fenómenos tectosedimentarios que produjeron subsidencia diferencial del sustrato y altos fondos que marginaron depocentros pelíticos anóxicos (Astini 1994b). En el paquete inferior de la aloformación Gualcamayo la fauna presente (trilobites, braquiópodos, espículas de esponjas hexactinélidas) permite deducir que momentaneamente existieron niveles de oxigenación no tan deficitarios. Vermeij (1995) y Bertrand y Lallier-Vergnes (1993) han reconocido que la presencia de pelitas con un importante contenido de carbono orgánico no necesariamente indican condiciones anóxicas sino, que también pueden deberse a una gran productividad primaria de las aguas superficiales que llevan a una nutrificación excesiva del ambiente y finalmente a condiciones anóxicas. Contenidos importantes de materia orgánica y abundancia de conodontes, chitinozoarios y acritarcos como los que se encuentran en la aloformación Gualcamayo (Ortega *et al.* 1996), han sido mencionados por Sloan (1987) y Martin (1996) como características presentes en ambientes de sedimentación pelítica con alta productividad primaria.

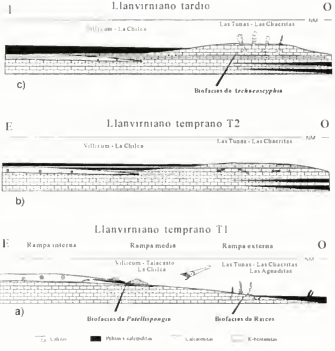


Figura 10: Reconstrucción esquemática de la rampa carbonática de la Formación San Juan y la evolución del umbral en el cordón de la Trampa durante la sedimentación de la Formación Gualcamayo. **a,** Depositación de los niveles superiores de la Formación San Juan; **b,** Inundación de la plataforma e intercalación de eventos de lluvias de cenizas; obsérvese el inicio del umbral de La Trampa en posición occidental (coordenadas presentes). **c,** Desarrollo del umbral de La Trampa y restricción marcada del depocentro de las pelitas negras (aloformación Gualcamayo). Obsérvese el fenómeno de repoblamiento del área elevada que constituye la secuencia de alcance productivo (regeneración de la fábrica carbonática) característica del alto estructural.

Discusión

Si nos concentramos en el perfil de la quebrada de Las Chacritas los niveles cuspidales de la Formación San Juan presentan características de rampa distal bajo el nivel de base de olas de tormenta (Fig. 10a). Además de las características litofaciales, la fauna se encuentra dominada por braquiópodos inarticulados (linguloideos algunos en posición de vida), braquiópodos articulados, trilobites, gastrópodos y esponjas correspondientes a las biofacies de raíces que representan ambientes más profundos (Carrera 1997a). A partir de estos ambientes cualquier aumento brusco en el nivel del mar hubiera llevado a la sofocación de la fábrica carbonática. Por el contrario, en las localidades orientales de la cuenca (Cerro Viejo, cerro La Chilca, Villicum), los niveles cuspidales de la Formación San Juan representados por litofacies y biofacies de aguas más someras, pasan en for-

ma abrupta a pelitas negras con graptolitos, requiriendo para este cambio un aumento rápido del nivel del mar y de una magnitud superior a la zona fótica promedio ((100 m, Schlager 1981).

Para explicar estas diferencias, se podría apelar en primer término al desarrollo de un umbral (*cf.* Sellwood y Jenkyns 1975) que funcionaba como tal en el cordón de La Trampa para el Llavirniano temprano (límite entre las aloformaciones San Juan y Gualcamayo) y cuyos efectos sinsedimentarios (*slumps*) recién se observan a partir del metro 10 después del tope de la Formación San Juan con una paleoependiente hacia el norte (Figs. 5 y 8). Sin embargo, éste no permite explicar la progresiva restricción que se verifica en el mismo sector en el tope de la Formación San Juan. Una segunda alternativa, supone una menor profundidad de la zona fótica debida a la presencia de una mayor turbidez (mayor cantidad de fitoplancton, materia orgánica y partículas en suspensión) vinculada con la caída de cenizas volcánicas. De esta manera no sería necesario pensar en un ascenso de tanta envergadura ni en un umbral de gran magnitud, generado repentinamente tras la sedimentación de la Formación San Juan (Fig. 10b). Con posterioridad al inicio de la secuencia transgresiva (Llanvirniano basal) y a los efectos desfavorables de las cenizas volcánicas, el desnivel del umbral habría sido mayor con respecto a las áreas circundantes dado el marcado contraste lito y biofacial existente en la cuenca (Fig. 10c).

Probablemente, en condiciones de exceso de nutrientes y turbidez (profundidad de penetración lumínica) la profundidad de producción activa haya disminuido notablemente. En consecuencia numerosos organismos encontraron condiciones desfavorables en un ecoespacio menor y en un ambiente eutrófico por el propio exceso de nutrientes y fitoplancton. Esto habría provocado el pasaje gradual a facies "más profundas" aun cuando el espesor de la columna de agua no hubiera variado. Luego una sensible variación eustática habría sido capaz de producir la interrupción de la fábrica calcárea como se observa en toda la Precordillera para el límite Arenigiano-Llanvirniano, a excepción de algunos sectores que, como el considerado en el presente trabajo, funcionaron como altos fondos y en los cuales se nuclearon remanentes calcáreos que funcionaron como áreas de refugio y restablecimiento de las nuevas especies. Estas áreas sólo habrían sufrido una corta interrupción de la fábrica carbonática (*lag period*) durante el pico de inundación máxima.

Cuantificar los efectos ocasionados puramente por la caída de cenizas o por el ascenso eustático es imposible bajo las circunstancias actuales. Lo cierto es que el empobrecimiento de faunas es notable a partir de la aparición de las K-bentonitas, mientras que la interrupción de la sedimentación calcárea y el retardo registrado en la recuperación local de la fábrica carbonática se vincula con un brusco ascenso eustático registrado en toda la Precordillera en el límite Arenigiano-Llanvirniano. Lo que puede afirmarse, es que si bien no se conoce con exactitud en cuánto influyeron las cenizas volcánicas como gatillo inicial del recambio faunístico, sí puede advertirse que la causa del reingreso y de la recolonización estuvo controlada por la disminución de la profundidad relativa, ligada con la generación de un umbral en la zona central (alto de Talacasto-Tambolar de Astini *et al.* 1995) y con la interrupción del suministro volcaniclástico. Este alto estructural se relacionaría según dichos autores con el arqueamiento flexural generado en el antepaís durante la aproximación de la Precordillera al Gondwana.

Conclusiones

Estudios paleoecológicos y litofaciales detallados permiten inferir que en la transición repentina entre las calizas de la Formación San Juan y las unidades pelíticas y mixtas que le suprayacen habría influido un rápido ascenso relativo del nivel del mar conjuntamente con la participación de importantes lluvias de cenizas registradas en el presente como K-bentonitas, precisamente abarcando este intervalo.

El caso del contacto litológico neto entre las formaciones San Juan y Los Azules en las localidades más orientales *e.g.* Cerro Viejo, no ofrece mayores dificultades interpretativas ya que sólo un evento de inundación podría haberlo generado (independientemente de su causa motora) por la aparente rapidez con que se produjo. En las localidades occidentales (cordón de La Trampa) dada la naturaleza relativamente más profunda de la asociación de facies del tope de la Formación San Juan este mismo ascenso debería haber producido la sofocación de la fábrica carbonática. El efecto de las lluvias de cenizas habría contribuido a acelerar el proceso de cambio ambiental disminuyendo así la magnitud de la fluctuación necesaria para producir la sofocación de la plataforma. El incremento gradual de cenizas volcánicas (hoy preservadas como horizontes de K-bentonitas, y el contenido margoso del tramo superior de la Formación San Juan) habría conducido a un paulatino eutrofismo ambiental, disminuyendo el espesor de la columna fótica. De esta manera, en el cordón de la Trampa el inicio de un umbral o alto fondo no requeriría en esta etapa, una elevación relativa tan importante para mantenerse dentro de la zona de producción carbonática, considerando que localidades próximas tanto orientales como septentrionales se encuentran claramente por debajo de la misma.

Las calcarenitas con pelmatozoos o encrinitas desarrolladas en el tope de varias secciones de la Formación San Juan, ubicadas en las escamas más orientales, constituirían el registro de un episodio transgresivo, tratándose desde un punto de vista estratigráfico secuencial de parasecuencias retrogradantes, condensadas en espesor y características de un cortejo transgresivo. Estas constituirían el depósito transgresivo sobre regiones de la plataforma y por esta causa son cubiertas por una superficie de costrificación y sucedidas abruptamente o por pelitas negras o por el paquete margoso conocido como transfacies o zona de transición entre las formaciones San Juan y Gualcamayo. Aun en el cordón de la Trampa donde el Miembro inferior de la Formación Gualcamayo no desarrolla su contenido habitual de pelitas, el contacto entre la Formación San Juan y esta última (Miembro superior lajoso de Espisúa 1968; véase Astini 1994c) es neto. La somerización registrada en esta localidad que contrasta notoriamente con lo que sucede concomitantemente en su entorno, tanto al este como al norte, evidencia la existencia de un alto estructural o umbral en ese sector de la cuenca que habría sido colonizado en el Llanvirniano tardío por comunidades dominadas por esponjas, tras un fenómeno de recambio faunístico e importante extinción de numerosas formas típicas de la plataforma calcárea. Al mismo tiempo, este remanente calcáreo habría funcionado como área de refugio de formas oportunistas y de algunos elementos exóticos.

Agradecimientos

Deseamos agradecer a la SECYT y al CONICOR el apoyo económico brindado a través de sus Proyectos de Investigación para la concreción de este trabajo y a J. L. Benedetto y T. M. Sánchez por las críticas oportunas realizadas a versiones iniciales del manuscrito. Se agradece a árbitros anónimos por las sugerencias y comentarios constructivos que han mejorado y enriquecido el presente trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Astini, R. A., 1986. Análisis petrológico, litofacial y estratigráfico de las unidades clásticas Ordovícicas en el área de Guandacol, Norte de Precordillera y sus implicancias en la evolución paleogeográfica de la cuenca. Trabajo Final de Licenciatura. Universidad Nacional de Córdoba, 86 p. (inédito)

Astini, R. A, 1991. Paleoambientes sedimentarios y secuencias depositacionales del Ordovícico clástico de la Precordillera Argentina. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 851 pp. (inédito).

Astini, R. A., 1993. Secuencias deposicionales y niveles del mar en el Sistema Ordovícico de la Precordillera Argentina. Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. (sec. geol.) 88 (1-4): 113-126. Madrid.

Astini, R. A., 1994a. Paleoambientes y análisis secuencial de las unidades de pelitas negras (Aloformación Gualcamayo) que suprayacen a las sucesiones carbonáticas eo-ordovícicas en la Precordillera argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49 (1-2):71-84. Buenos Aires.

Astini, R. A., 1994b. Sucesiones calcáreo-silicoclásticas coetáneas del Ordovícico inferior de la Precordillera y su significado en la evolución de la cuenca. Actas 5° Reunión Argentina de Sedimentología, 113-118. San Miguel de Tucumán.

Astini, R. A., 1994c. Significado estratigráfico del Miembro Superior de la Formación San Juan (Cordón de las Chacritas), Ordovícico medio de la Precordillera de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49 (3-4): 365-367. Buenos Aires.

Astini, R. A., 1994d. Geología e interpretación de la Formación Gualcamayo en su localidad clásica (Suroeste de Guandacol y Cordón de Perico-Potrerillo), Precordillera septentrional. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49 (1-2): 55-70. Buenos Aires.

Astini, R. A., 1995. Sedimentología de la Formación Las Aguaditas (Talud carbonático) y evolución de la cuenca precordillerana durante el Ordovício medio. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50 (1-4): 143-164. Buenos Aires.

Astini, R. A, 1996. La encrinita del tope de la Formación San Juan (Ordovícico inferior de la Precordillera): posible origen y significado estratigráfico. Reunión de Comunicaciones Paleontológicas. Asociación Paleontológica Argentina, Sede Córdoba. Ameghiniana, Resúmenes (en prensa).

Astini, R., Cañas, F. y Benedetto, J.L., 1988. The Ordovícian in the Precordillera Basin, Western Argentina. 5 International Symposium Ordovician System, Abstract: 4. Newfounland. Canada.

Astini, R., Benedetto, L. y Vaccari, E., 1995. The Early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane: A Geodynamic model. Geological Society of America, Bulletin, 107(3): 253-273. Boulder, Colorado.

Atlas, E. y Pytcowicz, R., 1977. Solubility behavior of apatite in seawater. Limnology Oceanography 22: 290-300.

Baldis, B. y Beresi, S., 1981. Biofacies de culminación del ciclo deposicional calcáreo del Arenigiano en el Oeste de Argentina. Actas 2° Congreso Latinoamericano de Paleontología. 1: 11-17.

Baldis, B., Beresi, S., Bordonaro, O. y Vaca, A. 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología, 4: 399-445. Buenos Aires.

Baldis, B., Gonzales, A.J. y Pires de Carbalho, M., 1984. Una fauna Arenigiana de la Sierra de Villicum (San Juan, Argentina) ubicada en transfacies calcáreo-pelíticas. Memorias 3° Congreso Latinoamericano de Paleontología 1: 68-72.

Bathurst, R. G., 1987. Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: stratified cementation and selective compaction. Sedimentology, 34: 749-778.

Bathurst, R. G., 1991. Pressure-disolution and limestone bedding: the influenced of stratified cementation. En: Einsele, G., Ricken,W. y Seilacher, A. (Eds.), Cycles and Events in Stratigraphy. Berlin Springer-Verlag: 450-463.

Benedetto, J. L., Cañas, F. y Astini R., 1986. Braquiópodos y trilobites de la zona de transición entre las formaciones San Juan y Gualcamayo en el área de Guandacol (La Rioja, Argentina). Actas 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1: 103-114. Mendoza.

Beresi, M. S., 1986. Paleoecología y biofacies de la Formación San Juan al sur del paralelo 30° S., Precordillera de San Juan. Tesis Doctoral Universidad Nacional de San Juan. (inédito).

Beresi M. S., 1990. El Ordovícico de la Precordillera de San Juan. Actas 11° Congreso Geológico Argentino, 32-46. San Juan

Bergström, S. M., Huff, W., Kolata, D., Krekeler, M., Cingolani, C. y Astini, R., 1996. Lower and Middle Ordovician K-bentonites in the Precordillera of Argentina: a progress report. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5: 481-490.

Berner, R. y Rao, J., 1994. Phospohorous in sediments of the Amazon river and estuary: implications for the global flux of phosphorous to the sea. Geoquimica et Cosmoquimica Acta, 58 (10): 2333-2339.

Bertrand, P. y Lallier-Vergnes, E., 1993. Past sedimentary organic matter accumulation and degradation controlled by productivity. Nature, 364: 786-788. London

Brett, C. E., 1995. Sequence stratigraphy, biostratigraphy, and taphonomy in shallow marine environments. Palaios 10: 597-616.

Buchbinder, B., Marinotti, G. M., Simon-Tor, R. y Zilberman, E., 1993. Temporal and spatial relationships in Miocene reef carbonates in Israelà. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 101: 117-129.

Burchette, T., Wright, V.P. y Faulkner, T.J., 1990. Oolitic sandbody depositional models and geometries, Mississipian of southwestern Britain: implications for petroleum exploration in carbonate ramp settings. Sedimentary Geology, 68: 87-115.

Buxton, T. M. y Sibley, D. F., 1981. Pressure solution features in shallow buried limestones. Journal of Sedimentary Petrology, 51: 19-26.

Cabaleri, N. G., 1989. Cambio del régimen deposicional carbonático a clástico en el Ordovícico de la Precordillera. En: Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (Eds.) Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie de Correlación Geológica, 6: 108-111.

Cañas, F. L., 1995. Estratigrafía y evolución paleoambiental de las sucecciones carbonáticas del Cámbrico tardío y Ordovícico temprano de la Precordillera Septentrional, República Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 177 p. (inédito).

Cañas, F. L. y Carrera, M. G., 1993. Early Ordovician microbial-sponge-receptaculitid bioherms of the Precordillera basin, Western Argentina. Facies, 29: 169-178. Erlangen.

Cañas, F. L. y Keller M., 1993. Arrecifes y montículos arrecifales en la Formación San Juan (Precordillera Sanjuanina Argentina): Los arrecifes más antiguos de Sudamérica. Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geol.) 88 (1-4): 127-136. Madrid.

Carrera, M. G., 1994. Taxonomía, bioestratigrafía y significado paleoambiental de la fauna de poríferos y briozoos del Ordovícico de la Precordillera Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 197 p. (inédito).

Carrera, M. G., 1995. El género *Nicholsonella* Ulrich en el Ordovícico de la Precordillera Argentina, su significado paleoecológico y paleobiogeográfico. Ameghiniana 32(2): 181-190. Buenos Aires.

Carrera, M. G., 1997a. Significado paleoambiental de los poríferos y briozoos de la Formación San Juan (Ordovícico), Precordillera Argentina. Ameghiniana 34(2): 179-199. Buenos Aires.

Carrera, M. G., 1997b. Evolución y recambio de las faunas de poríferos y briozoos en el Ordovícico de la Precordillera Argentina. Ameghiniana, 34 (3): 295-308.

Carrera, M. G., 1997c. Análisis paleoecológico de la fauna de poríferos del Llanvirniano tardío de la Precordillera Argentina. Ameghiniana, 34 (3): 309-316.

Carrera, M. G. y Cañas, F. L., 1997. Los biohermos de la Formación San Juan (Ordovícico temprano, Precordillera Argentina): Paleoecología y comparaciones. Revista Asociación Argentina de Sedimentología, 3 (2): 85-104.

Clari, P. A. y Martire, L., 1996. Interplay of cementation, mechanical compaction in nodular limestones of the Rosso Ammonitico Veronese (Middle-Upper Jurassic, northeastern Italy). Journal of Sedimentary Research, Section A: Sedimentary Petrology and Processes, 66 (3): 447-458.

Espisúa, E., 1968. El Paleozoico inferior del río Las Chacritas, Dpto. de Jáchal, Provincia de San Juan, con especial referencia al Silúrico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23: 297-311. Buenos Aires.

Follmi, K. B., 1996. The phosphorous cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits. Earth Science Reviews, 40: 55-124. Elsevier.

Fortey, R. A., Harper, D. A., Ingham, J. K., Owen, A.W. y Rushton, A.W., 1995. A revision of Ordovician Series and Stages from the historical type area. Geological Magazine, 132 (1): 1-16. Cambridge.

Friedman, G. M., en prensa. Early Ordovician microbial reef mounds of the Tribes Hill Formation, Mohawk valley, New York. Carbonates and Evaporites, New York University.

Froelich, P., Bender, M., Luedtke, N., Heath, G. y DeVries, T., 1982. The marine phosphorous cycle. American Journal of Science, 282: 474-511.

Golterman, H. L., 1975. Chemistry. En: Whitton, B.A. (Ed.): River Ecology. Blackwell Scientific publication, p. 39-80.

González Bonorino, G., 1991. Evolución comparada de la Precordillera de San Juan en el Paleozoico temprano y del margen atlántico de Norteamérica en el Mesozoic-Cenozoico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 46: 10-19.

Hallock, P., 1988. The role of nutrient availability in bioerosion: Consequences to carbonate buldups. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 63: 275-291.

Hallock, P. y Schlager, W., 1986. Nutrient excess and the demise of reefs and carbonate platforms. Palaios, 1: 389-398. Tulsa.

Hallock, P., Hine, A., Vargo, G., Elrod, J. y Jaap, W., 1988. Platforms of the Nicaraguan rise: Examples of the sensitivity of carbonate sedimentation to excess trophic resources. Geology, 16: 1104-1107. Boulder

Huff, W., Bergstrom, S. y Kolata, D., 1992. Gigantic Ordovician volcanic ash fall in North America and Europe: Biological, tectonomagmatic, and event-stratigraphic significance. Geology, 20: 875-878.

Huff, W., Bergstrom, S., Kolata, D., Cingolani, C. y Davis, D., 1995. Middle Ordovician K-bentonites discovered in the Precordillera of Argentina: Geochemical and paleogeographical implications. En: Cooper, J., Droser, M. y Finney, S. (Eds.): Seventh International Symposium on the Ordovician System, 343-349. Las Vegas.

Hünicken, M., 1985. Lower Ordovician conodont biostratigraphy in Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 56 (3-4): 309-322. Córdoba.

Keller, M. y Flügel, E., 1996. Early Ordovician reefs from Argentina Stromatoporoid vs. Stromatolite origin. Facies, 34: 177-192. Erlangen.

Kendall, C. G. y Schlager, W., 1981. Carbonates and relative changes in sea level. Marine Geology, 44: 181-212.

Kinsey, D. y Davies, P., 1979. Effects of elevated nitrogen and phosphorous on coral reef growth. Limnology and Oceanography, 24: 935-940.

Lehnert, O., 1994. Ordovizische Conodonten aus der Präkordillera Westargentiniens: ihre bedeutung für Stratigraphie und palaeogeographie. Erlangen Geologische Abhandlungen, 125: 1-93. Erlangen

Lehnert, O., 1995. Geodynamic processes in the Ordovician of the Argentine Precordillera: New biostratigraphic contraints. En: Cooper, J., Droser, M. y Finney, S. (Eds.): Seventh International Symposium on the Ordovician System: 75-79. Las Vegas.

Margalef, R., 1977. Ecología. Ediciones Omega, 951 p. Barcelona

Martin, 1996. Secular increase in nutrient levels through the Phanerozoic: Implications for productivity, Biomass and diver-

sity of the marine biosphere. Palaios, 11 (3): 209-219.
Ortega, G., Albanesi, G., Ottone, y Holfelz, en prensa. Conodonts, palynomorphs and graptolites from Los Azules Formation, Argentine Precordillera.. ECOS 6 Sixth International conodont symposium, Warsaw, Poland.
Parrish, J. T., 1982. Upwelling and petroleum source beds, with reference to paleozoic. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 66: 750-774.
Pytcowicz, R., 1983. Equilibria, nonequilibria and natural waters. John Wiley & Sons Vol 1: 1-351 y Vol. 2: 1-352.
Sánchez, T., Waisfeld, B., Carrera, M. y Toffolo, S., 1993. Comunidades bentónicas en facies carbonáticas del Ordovícico temprano de la Precordillera Argentina. Conferencia internacional Paleozoico inferior de Ibero-América. Mérida, España. En: Coloquios de Palentología, 45: 139-161. Universidad. Complutense de Madrid.
Sánchez, T., Carrera, M. y Benedetto, J. L., 1996. Variaciones faunísticas en el Techo de la Formación San Juan (Ordovícico temprano, Precordillera Argentina): Significado paleoambiental. Ameghiniana 33 (2): 185-200. Buenos Aires.
Sarg, J. F., 1988. Carbonate sequence stratigraphy. En: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G., Posamentier, H. W., Ross, C. A. y Van Wagoner, J.C. (Eds.): Sea Level Changes: an Integrated Approach. Society of Economics Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 43: 155-181.
Schlager, W., 1981. The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. Geological Society of America, Bulletin, 92: 197-211.
Schlager, W., 1989. Drowning unconformities on carbonate platforms. En: Controls on carbonate platform and basin development, SEPM Special Publication, 44: 15-25.
Sellwood, B. W. y Jenkyns, H. C., 1975. Basins and swells and the evolution of an epeiric sea (Pliensbachian-Bajocian of Great Britain). Journal of the Geological Society of London, 131: 373-388.
Simkiss, K., 1964. Phosphates as crystal poisons of calcification. Biological Review, 39: 487-505.
Sloan, R. E., 1987. Tectonics, biostratigraphy and lithostratigraphy of the middle and Late Ordovician of the Upper Mississipi Valley. En: Sloan R. (Ed.): Middle and Late Ordovician lithostratigraphy and biostratigraphy of the Upper Mississipi Valley. Minnesota Geological Survey, Report of Investigations, 35: 7-20.
Soja, C. M., Gobetz, K. E., Thibeau, J., Zavala, E. y White, B., 1996. Taphonomy and paleobiological implications of Middle Devonian (Eifelian) nautiloid concentrates, Alaska. Palaios, 11 (5): 422-436.
Stumm, W. y Morgan, J. 1970. Aquatic Chemistry. John Wiley & Sons: 1-583, New York.
Vermeij, G. J., 1995. Economics, volcanoes and Phanerozoic revolutions. Paleobiology, 21 (2): 125-152.
Vogt, P.R., 1989. Volcanogenic upwelling of anoxic, nutrient-rich water: A possible factor in carbonate bank/reef demise and benthic faunal extinctions? Geological Society of America, Bulletin, 101 (10): 1225-1245.
Walker, K. R. y Alberstad, L. P., 1975. Ecological succesion as an aspect of structure in fossil communities. Paleobiology, 1: 238-257.
Wanless, H. R., 1979. Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization. Journal Sedimentary Petrology, 49: 437-462.
Wilson, M. A. y Palmer, T. J., 1992. Hardgrounds and hardground faunas. University of Wales, Aberystwyth, Institute of Earth Studies Publications, 9: 1-131.
Wood, R., 1993. Nutrients, Predation and the History of reef-building. Palaios, 8(6): 526-543. Tulsa.

Recibido: 2 de enero, 1997
Aceptado: 9 de diciembre, 1997

Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53 (1): 57-68 (1998)

La granodiorita de Las Angosturas, Sistema de Famatina, Argentina: caracterización petrográfica y química

Clara Eugenia CISTERNA

Instituto Superior de Correlación Geológica, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán

ABSTRACT. *Las Angosturas granodiorite, Famatina System, Argentina: petrography and chemistry.* Las Angosturas pluton was emplaced in Lower Paleozoic volcanic and volcaniclastic sedimentary rocks. It is a calc-alkaline epizonal pluton whose outcrops form the northern segment of the Famatina System in north-west Argentina. The granitoids composition varies from tonalite, granodiorite to monzogranite, with biotite and hornblende as the main mafic minerals. The youngest magmatic event is marked by a suite of porphyry and granophyric intrusions. Mineralogical, geochemical and petrographical studies suggest the operation of fractionation processes, and the presence of abundant microgranular enclaves is clear evidence of magma mixing mechanism.

Introducción

La Granodiorita de Las Angosturas se halla ubicada en el tramo norte de la sierra de Narváez, en el suroeste de la provincia de Catamarca y representa los afloramientos más septentrionales del Sistema de Famatina, en el noroeste de Argentina (Fig. 1). Esta unidad orográfica se halla constituída por unidades ígneas y sedimentarias de edad paleozoica, donde los primeros estudios fueron realizados por Penck en 1920. Más tarde, Turner (1958, 1962a y 1967) incluye el área en la Hoja Geológica 13b, Chaschuil, elaborada por el mismo autor. También se destacan las investigaciones realizadas por Maisonave (1971, 1973) y De Alba (1972, 1979) sobre las rocas del basamento de esta región. Halpern y Latorre (1973) indican una edad de 591 ± 90 Ma para los granitoides de la sierra de Narváez (Rb/Sr sobre roca total); lo cual no condice con la propuesta de Aceñolaza (1978), quien los asigna al post - Ordovícico temprano sobre base de la estratigrafía de la zona.

Toselli y Cisterna (1993) integran los granitoides de la sierra de Narváez en el contexto regional del Sistema de Famatina y Cisterna (1990, 1992 y 1994) analiza en detalle la geología de esta sierra, con especial énfasis en las rocas ígneas que constituyen el núcleo de la misma.

El estudio de la Granodiorita de Las Angosturas, como exponente más representativo de los granitoides de la sierra de Narváez, se realizó por tratarse de los afloramientos en mejores condiciones y de fácil acceso que, asimismo, sintetizan las características generales del magmatismo eopaleozoico del tramo norte del Sistema de Famatina. El análisis realizado se basa en investigaciones de campo y la caracterización petrográfica y química de los granitoides; lo que permitió desarrollar interpretaciones acerca de la génesis de este intrusivo.

Geología

Las unidades más antiguas que afloran en la sierra de Narváez son las Formaciones Suri (Harrington, en Harrington y Leanza 1957) y Las Planchadas (Turner 1958). La primera está constituída por una secuencia de areniscas silicificadas, lutitas verdes - azuladas y limolitas, con intercalaciones de margas y tobas; donde se reconoce la acción de un metamorfismo regional de bajo grado, definido por la paragénesis tremolita - clorita - cuarzo y de cuarzo - clorita - muscovita.

Las volcanitas correspondientes a la Formación Las Planchadas presentan afloramientos de mayor extensión y están representadas por secuencias efusivas de basaltos, andesitas, dacitas y riolitas, en las que se destaca la acción de un importante proceso de alteración hidrotermal sobre los minerales primarios (Toselli *et al.* 1990). Las volcanitas de la Formación Las Planchadas se hallan intercaladas con las metasedimentitas de la Formación Suri y se presentan además, niveles con abundante material piroclástico. Las unidades indicadas se asignan al Ordovícico inferior - medio, en base al hallazgo de *Clonograptus* sp. (Aceñolaza 1978) en las capas de lutitas negras de la Formación Suri. Ambas unidades se consideran parcialmente sincrónicas y correspondientes a un

0004-4822/98 $00.00 + 00.50 © 1998 Asociación Geológica Argentina

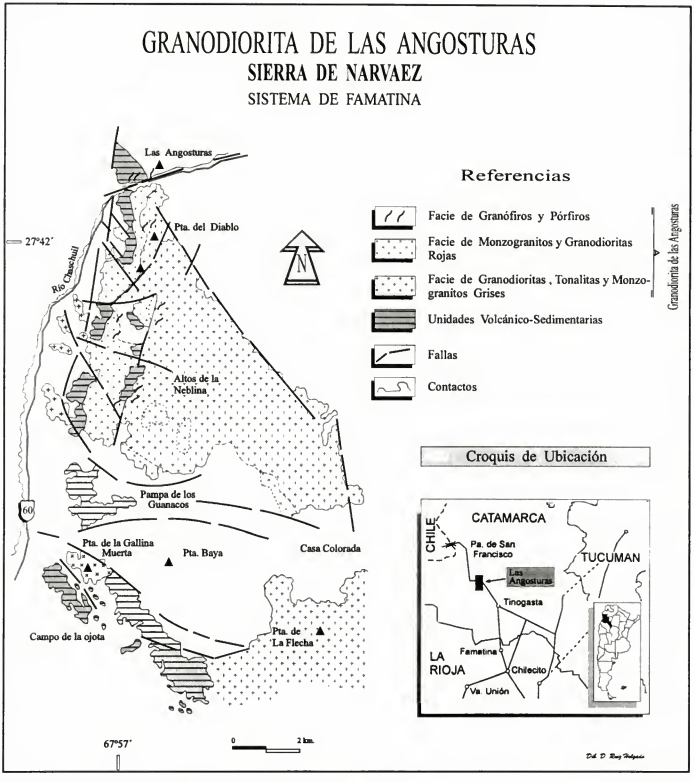


Figura 1: Granodiorita de Las Angosturas: croquis de ubicación y mapa geológico.

mismo evento volcánico - sedimentario del Paleozoico temprano de esta región.

De acuerdo a las relaciones geológicas establecidas, según las cuales los granitoides intruyen las unidades volcánico - sedimentarias y se relacionan a través de una discordancia erosiva con las capas de sedimentos continentales de las Formaciones Agua Colorada (Turner 1960) y Patquía (Cuerda 1965), correspondientes al Carbonífero y Pérmico, respectivamente; se infiere que estas plutonitas

tendrían una edad entre post Ordovícico medio a Devónico.

Las rocas del Paleozoico se hallan intruídas por un gran número de diques básicos, principalmente de composición lamprofírica, de posible edad mesozoica. La columna geológica se completa con distintos niveles de depósitos cuaternarios, de origen fluvial y eólico.

Granodiorita de Las Angosturas

La Granodiorita de Las Angosturas constituye un intrusivo con forma de cuña, que se halla en contacto neto con las unidades encajantes y está limitado por importantes fallamientos regionales. El contacto con las rocas hospedantes, aunque neto, presenta diseño irregular y sólo se observan estructuras de *stoping* menores en las zonas de borde, como fenómenos locales. Estos granitoides constituyen un cuerpo de tipo discordante, cuyo eje mayor se extiende con rumbo submeridional, desde Las Angosturas hasta la Vuelta de Las Tolas - Campo de la Ojota y cubre un área aproximada de 160 km^2 (Fig. 1).

Estos granitoides constituyen un intrusivo irregularmente zoneado, donde la especie petrográfica dominante está representada por plutonitas que se caracterizan por su coloración típicamente gris y que conforman tanto el núcleo de la sierra como las apófisis laterales a la misma. Este intrusivo también está constituído por un conjunto de rocas de clara posición cuspidal, representadas por granitoides que se caracterizan por su color rojo y cuyos afloramientos se ubican según una faja que se extiende por el flanco oeste de la sierra y manifestaciones saltuarias en la zona de las cumbres. La relación entre los distintos tipos de granitoides, grises y rojos, es variable y se presentan contactos que varían de netos a transicionales. Por sus relaciones de campo, se infiere que las plutonitas de color rojo representan un pulso de magma ligeramente más joven respecto al que diera origen a los granitoides grises, a los que intruyen. Además, la acción de la fase fluida acompañó el emplazamiento y consolidación de los granitoides rojos. Siendo retenida en los mismos, donde contribuye al desarrollo de procesos hidrotermales, actuantes especialmente sobre las rocas de la cúpula del cuerpo. Un conjunto de diques de granófiros y pórfiros, emplazados en el resto de los granitoides, representa las etapas póstumas del evento magmático.

Las rocas que constituyen la Granodiorita de Las Angosturas se pueden analizar, de acuerdo a sus características petrográficas y posición geográfica en el intrusivo, del siguiente modo:

Facies de granodioritas, tonalitas y monzogranitos grises

Se trata principalmente de granodioritas grises (Fig. 2), de textura seriada y grano medio a grueso, con cristales tabulares de plagioclasa blanquecina de 1,5 cm ; cuarzo y feldespato potásico (ortosa pertítica) anhedrales (no exceden los 0,5 cm). El accesorio principal es biotita, generalmente cloritizada, con menores proporciones de hornblenda y son comunes los cristales euhedros de calcopirita. El índice de color varía de 10 a 22.

Al microscopio, se observan cristales de cuarzo con bordes generalmente corroídos e interdigitados con los feldespatos y con profundos engolfamientos; siendo comunes los individuos bipiramidados o con formas redondeadas. El feldespato alcalino suele presentar parches de microclino, cuyo desarrollo se atribuye a variaciones térmicas pronunciadas y, sólo en pequeñas proporciones, se halla microclino intergranular. La biotita está generalmente reemplazada por clorita, minerales opacos y del grupo de la epidota; siendo accesorios comunes apatita, circón. La apatita presenta cristales prismáticos y secciones basales, euhedrales a subhedrales; también se halla con finas agujas. El circón se halla con cristales de variada morfología, euhedros y de hábito prismático o anhedrales y pequeños, incluido en biotita.

Las rocas descriptas varían transicionalmente a tonalitas y granodioritas grises - verdosas, que predominan en el núcleo de la sierra. Las mismas son de grano medio a fino, destacándose los cristales de plagioclasa blanquecina (que no exceden 1 cm), subhedrales, tabulares y zoneados. El cuarzo y el feldespato alcalino presentan cristales más pequeños, anhedrales o determinan estructuras granofíricas intergranulares. Los mafitos son biotita y hornblenda, que suelen hallarse cloritizados y son comunes los cristales de apatita y de circón con hábito acicular. El índice de color es de 20 a 26.

También se reconocen variedades de monzogranitos grises - rosados y porfíricos, que representan las apófisis del cuerpo principal y que suelen desarrollar estructuras de flujo magmático. Los fenocristales son de plagioclasa blanquecina a rosada (por alteración) y tabular, de 2 a 2,5 cm. El feldespato potásico es rosado y el cuarzo blanquecino, ambos subhedrales; los mafitos son escasos. A simple vista, el mosaico fino está compuesto por un agregado microgranular, gris - blanquecino a rosado.

Al microscopio, se observan fenocristales de cuarzo bipiramidados que tienden al redondeamiento debido a la acción de un marcado proceso de corrosión por la mátriz; que asimismo puede determinar importantes engolfamientos. Este mineral también constituye intercrecimientos de tipo mirmequítico, gráfico o determina estructuras granofíricas, intergranulares. Los fenocristales de ortosa pertítica poseen bordes corroídos por el mosaico circundante o están asimilados por el mismo; siendo comunes las estructuras de tipo antirapakivi, tal como las des-

criptas por Hibbard (1991). El microclino sólo integra la mátriz de la roca; mientras que la plagioclasa se halla como fenocristales y, ocasionalmente, presenta sus bordes interdigitados con el mosaico fino de cuarzo y feldespato potásico.

Facies de monzogranitos y granodioritas rojas

Son rocas de composición granodiorítica a monzogranítica (Fig. 2) y textura seriada a porfiroide, fuertemente afectadas por fenómenos de alteración y feldespatización. También se presentan variaciones rojas - verdosas a verdosas, cuya textura tiende a la equigranularidad y que se hallan como diques en la facie de granitoides grises.

La plagioclasa es euhedral, de hábito tabular (hasta 2,5 cm) y coloración rosada a rojiza, frecuentemente zoneada. Los granos de cuarzo blanquecino son anhedrales y no exceden los 0,5 cm; el feldespato alcalino también suele formar gruesos cristales, rojizos, anhedrales. Las láminas de biotita son pequeñas y están cloritizadas, dando a las rocas las tonalidades verdosas. El índice de color varía de 3 a 22.

Los intercrecimientos granofíricos tienen gran desarrollo y están constituídos por cuarzo y ortosa micropertítica, aunque en algunos casos también interviene la plagioclasa. El diseño de estas estructuras es variable y se disponen intergranularmente o en los bordes del feldespato. Sólo al microscopio se observa microclino, en escasas proporciones y con pertitas filiformes. También se hallan apatita y circón euhedrales y cubos de pirita. Cabe agregar, que sólo en estos granitoides existe mica blanca (posiblemente muscovita) de hábito fibroradiado, aunque de origen secundario.

Facies de granófiros y pórfiros

Se destacan por su coloración rojiza y rojiza a morada y verdosa; son rocas masivas, muy duras y usualmente están diaclasadas. La textura porfírica está determinada por la presencia de fenocristales de cuarzo y feldespato incertos en una mátriz afanítica que, microscópicamente, se caracteriza por ser microgranosa a granofírica, con frecuencia esferulítica. Los fenocristales son de cuarzo y feldespatos, anhedrales a subhedrales y no exceden los 4 mm. Los mafitos, presentes en pequeñas proporciones, están constituídos por finas láminas de biotita. También se reconocen pequeñas vesículas de contorno irregular,

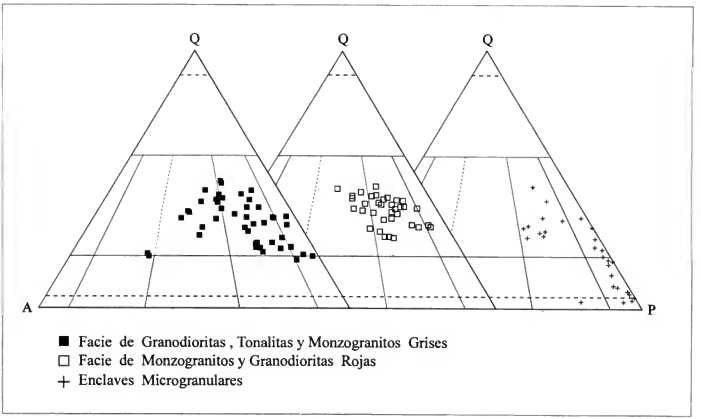


Figura 2: Diagrama QAP modal de las distintas facies petrográficas reconocidas en la Granodiorita de Las Angosturas y de sus inclusiones ígneas.

que no exceden 2 a 3 mm y en las que suele cristalizar cuarzo. Microscópicamente, se reconocen esferulitas de cuarzo y feldespatos y un importante desarrollo de estructuras granofíricas de diseño variado; intergranulares o que constituyen totalmente la mátriz de la roca.

Enclaves

Los granitoides presentan abundantes enclaves ígneos, de distribución variable en el intrusivo. La forma de estas inclusiones puede ser irregular, con su eje mayor de hasta 2 m ; o bien son elípticos a redondeados, con un diámetro que varía en el orden de los decímetros. La relación que mantienen con el hospedante está directamente vinculada a la composición de éste último, ya que al tratarse de granitos el contacto es neto, convexo hacia el encajante, lobulado y cuspidado. En cambio, cuando la inclusión se halla en granodioritas y tonalitas, la relación con el hospedante es generalmente transicional.

Composicionalmente estos enclaves varían entre granodioritas y tonalitas a dioritas y basaltos (Fig. 2) y el índice de color es siempre mayor que el de la roca de caja. La granulometría es fina a media, en todos los casos menor que la del encajante y la textura es porfírica fina a seriada, menos común equigranular.

En la facies de granitoides rojos sólo se han observado inclusiones de composición diorítica, de coloración verde - negruzca, siempre en contacto neto con el encajante. En tanto que en los granófiros y pórfiros las inclusiones sólo son de composición basáltica y sus dimensiones no exceden los 6 cm, la forma es irregular y el contacto con el hospedante neto.

Cualitativamente, la mineralogía de las inclusiones microgranulares y la de los granitoides encajantes es similar y sólo difieren las proporciones modales de los constituyentes. Presentan un mayor contenido de biotita y hornblenda, enriquecimiento en An en la composición de la plagioclasa y sensible disminución en el contenido de feldespato potásico. También se ha determinado la existencia de restos de minerales anhidros, que habrían cristalizado tempranamente en un medio básico, antes de su inclusión en los granitoides y la presencia de núcleos de plagioclasa ricos en anortita, corroídos, rodeados por plagioclasa más ácida. Son frecuentes, además, restos de clinopiroxenos cálcicos y de olivino, parcial o totalmente reemplazados por hornblenda. Otro rasgo característico es la existencia de fenocristales en desequilibrio con la mátriz, tales como cuarzo ocelar, glomérulos de anfíbol o cristales de plagioclasa readsorbidos por feldespato potásico. También se hallan cristales de apatita de hábito acicular y de prismas de circón, con importante desarrollo en dirección del eje c.

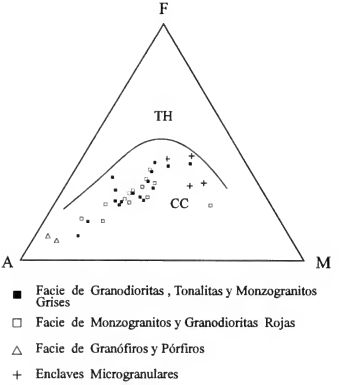


Figura 3: Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971). Se observa el carácter calcoalcalino de los granitoides analizados.

Características químicas

Los granitoides analizados (Tablas 1 y 2) describen una serie de clara tendencia calcoalcalina (Fig. 3), que se ubica en el campo cálcico - calcoalcalino de la gráfica que relaciona el log $CaO/Na_2O + K_2O$ *vs.* Si_2O (Fig. 4a). Estas rocas corresponden a series normales en K_2O (Fig. 4c) y presentan un sensible empobrecimiento de calcio para la facie de granitoides rojos respecto de los grises, que se vincularía con el fraccionamiento de minerales relacionados a este óxido. Sin embargo, debe recordarse que el proceso de alteración deutérica que afectó principalmente a las plutonitas de coloración rojiza también tendría como consecuencia la movilización de parte de sus componentes.

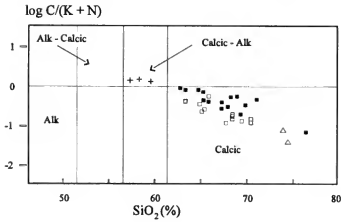
Según el clásico concepto de saturación en alúmina (Shand 1943), los granitoides de la sierra de Narváez quedan definidos como peraluminosos, excepcionalmente peraluminosos; al igual que sus inclusiones ígneas. En el diagrama que relaciona el índice de saturación en alúmina (mol A/CNK) con el índice de saturación en álcalis (mol NK/A) (Fig. 4b), queda claramente expresado el carácter peraluminoso de las rocas analizadas, que describen tres tendencias lineales dentro de dicho campo, desde lo más básico a lo más ácido, con el aumento de la relación molar N+K/A y cada una de las cuales muestra a su vez variaciones en la peraluminosidad. Estas rocas contie-

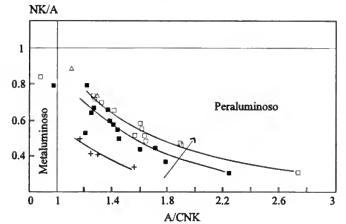
Tabla 1. Análisis químicos de óxidos mayoritarios y minoritarios de la Granodiorita de Las Angosturas. 1) Facies de granodioritas, tonalitas y monzogranitos grises; 2) Facies de monzogranitos y granodioritas rojas; 3) Facies de granófiros y pórfiros; 4) Enclaves microgranulares.

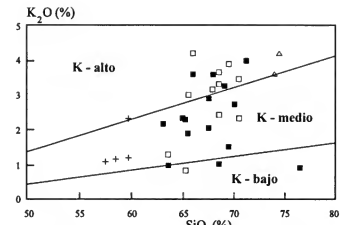
(1)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI
5187d	71.25	0.50	12.34	1.27	0.03	1.55	3.16	3.30	4.00	0.02	1.32
5195	69.50	0.69	13.40	3.83	0.08	3.87	1.00	4.40	1.50	0.16	1.79
3651	65.50	1.00	13.40	5.70	0.13	3.86	2.37	4.00	1.85	0.16	2.18
5189	69.00	0.81	13.40	3.79	0.12	2.58	2.71	2.00	3.25	0.08	1.64
3645	65.50	0.94	14.74	5.44	0.10	3.22	3.05	2.70	1.90	0.16	2.26
5187b	67.50	0.81	13.40	4.48	0.08	3.22	1.67	3.60	2.85	0.38	1.99
5176	65.00	0.94	15.41	5.80	0.12	3.22	3.28	1.95	2.30	0.18	2.27
5192	66.00	0.75	15.88	3.79	0.09	2.81	2.55	2.95	3.60	0.12	1.73
5183	67.50	0.75	13.40	3.74	0.06	3.22	1.92	3.40	2.05	0.12	2.97
5182	70.00	0.81	13.40	3.66	0.07	1.93	1.80	3.15	2.70	0.18	1.75
5188	63.00	0.88	12.39	7.45	0.11	5.16	3.96	2.60	2.15	0.14	1.94
5184	65.00	0.63	14.93	3.35	0.05	2.58	1.90	3.10	3.60	0.02	1.54
3656b	68.50	0.94	14.07	5.01	0.08	3.22	2.10	3.20	1.00	0.06	1.82
5187c	63.50	0.69	14.74	6.88	0.10	5.80	2.22	2.10	1.00	0.18	2.93
5193	76.50	0.38	12.73	1.09	0.03	1.23	0.37	5.55	0.90	0.08	0.87
(2)											
5196	67.80	0.81	13.91	3.75	0.06	3.26	0.74	3.55	3.15	0.14	2.08
5197	65.25	0.38	15.41	4.14	0.09	8.38	0.70	2.50	0.80	-----	3.21
5199	70.50	0.56	12.89	3.50	0.06	2.45	0.94	3.40	3.45	0.16	1.57
5202	68.50	0.69	15.51	3.66	0.08	2.20	2.58	3.30	1.89	0.10	-----
5200	68.50	0.75	14.74	4.00	0.11	3.26	0.81	2.73	2.40	0.16	1.94
3656b	65.00	0.69	14.74	5.31	0.09	3.68	1.90	3.15	2.30	0.20	2.63
5178	65.50	0.69	14.74	4.79	0.10	3.54	1.44	2.70	3.00	0.20	2.64
5186	69.50	0.63	15.41	2.00	0.05	1.29	0.97	4.00	3.90	0.02	1.34
5179	68.50	0.75	14.74	3.45	0.05	2.58	0.89	2.64	3.65	0.18	1.73
5180	69.50	0.56	13.40	3.28	0.05	2.16	0.86	3.46	3.87	0.16	1.85
5201	66.00	0.50	13.71	2.52	0.05	2.58	4.40	4.25	4.20	0.10	1.32
5177	63.50	0.75	15.45	6.01	0.11	3.62	1.98	3.80	1.30	0.10	2.51
5194	70.50	0.38	12.73	3.79	0.07	3.74	0.57	3.00	2.30	0.20	2.34
(3)											
5190	74.50	0.44	13.40	1.09	0.03	0.77	0.30	4.50	4.20	0.10	0.45
5191	74.00	0.44	14.74	1.13	0.03	0.32	0.54	4.30	3.60	-----	0.48
(4)											
5181	59.75	0.88	13.40	7.23	0.11	6.45	5.20	2.60	1.20	0.24	2.45
5198	59.75	0.88	13.40	8.49	0.12	5.16	5.10	2.60	2.30	0.20	2.05
5187a	59.50	1.33	12.33	9.58	0.15	7.09	5.20	2.35	1.15	0.10	2.85
5185	57.50	1.00	14.74	8.75	0.15	8.32	4.82	2.35	1.10	0.20	3.00

nen corindón (3,5 % promedio) e hipersteno normativos y, excepcionalmente diópsido de igual naturaleza.

Las tendencias determinadas por los distintos óxidos *vs.* el índice de diferenciación en los respectivos diagramas de variación (Fig. 5), son marcadamente descendentes para el CaO, MgO, Fe_2O_3 (t), MnO y TiO_2 y ascendentes para los álcalis; demostrando un proceso continuo de fraccionamiento para la serie de rocas analizadas. En relación a las variaciones que presenta esta serie respecto del calcio, se infiere una progresiva diferenciación de las plutonitas; con las rocas de la facie de granitoides rojos en el extremo empobrecido en calcio y la facie de granófiros y pórfiros como final en la evolución de esta serie. Asimismo, en base a la distribución de los valores en la relación K_2O *vs.* SiO_2 y en consideración a los campos determinados por Le Maitre (1989) (Fig. 4c), los granitoides corresponderían a las series "normales en K" y "altas en K", pues la tendencia descripta por los mismos se ubica principalmente entre ambos campos. Respecto a la relación de los elementos trazas Rb, Sr, Ba, Y y Zr vs el ID (Fig. 5) apenas esbozan tendencias lineales para la serie; siendo necesario recordar que los elementos alcalinos (Rb, Sr, Ba) habrían sido movilizados debido a la alteración sufrida por los granitoides. En el caso de los trazas







■ Facie de Granodioritas , Tonalitas y Monzogranitos Grises
□ Facie de Monzogranitos y Granodioritas Rojas
△ Facie de Granófiros y Pórfiros
+ Enclaves Microgranulares

Figura 4: a, Diagrama Log $CaO/K_2O + Na_2O$ vs. SiO_2, propuesto por Weaver *et al.* (1990). Se indican los campos correspondientes al Indice de Peacock modificado por Brown (1982). **b,** Diagrama utilizando los Indices de Shand (1943), según la propuesta de Rapela (1982). Los granitoides se muestran claramente peraluminosos, característica que va en aumento con la acidez de las rocas. **c,** Diagrama K_2O *vs.* SiO_2, con los campos determinados por Le Maitre (1989) para las series "K - medio" y "K - alto".

Tabla 2. Análisis químicos de algunos elementos trazas de la Granodiorita de Las Angosturas. 1) Facies de granodioritas, tonalitas y monzogranitos grises; 2) Facies de monzogranitos y granodioritas rojas; 3) Facies de granófiros y pórfiros; 4) Enclaves microgranulares.

(1)	Ba	Sr	Rb	Zr	Y	Nb
5187d	970	142	117	114	31	<10
3651	383	173	62	182	19	<10
3645	532	122	82	176	20	<10
5187b	575	154	80	142	26	<10
5176	607	148	92	172	20	<10
5192	639	122	133	155	28	<10
5182	511	199	82	132	25	<10
5188	287	122	56	87	11	<10
3656b	308	176	37	170	25	<10
5193	234	97	48	65	22	<10
(2)						
5196	355	116	105	143	26	<10
5199	485	135	105	157	31	<10
5186	831	142	92	152	31	<10
5179	586	135	117	145	30	<10
5180	724	167	111	157	27	<10
(3)						
5190	1023	53	153	117	22	<10
5191	1151	72	141	132	26	<10
(4)						
5181	351	110	86	93	14	<10
5198	375	357	48	111	<10	<10
5187a	244	122	50	70	<10	<10
5185	778	237	66	97	13	<10

considerados inmóviles, el Y define una tendencia en general continua, que va en aumento conjuntamente con el ID; sin embargo los miembros extremos ácidos se empobrecen ligeramente en este elemento. Respecto a Zr, su contenido decrece con la acidez de los granitoides y sólo respecto a este elemento, los enclaves se escapan de la tendencia general y se ubican en el extremo de menor contenido para el mismo. El comportamiento del Y y del Zr estaría íntimamente relacionado a la presencia de monazita, circón y, en menor grado, de hornblenda; pero aún no pudo definirse la relación entre estos minerales y las variaciones de los elementos indicados.

Sobre base de la propuesta de Harris *et al.* (1986) se puede observar que los granitoides analizados se hallan en el campo de las rocas de arco volcánico y tardío a post colisionales, en la gráfica que relaciona Rb/Zr vs SiO_2 (Fig. 6a). Además, en la relación Rb *vs.* Y+Nb propuesta por Pearce *et al.* (1984) (Fig. 6b), los mismos quedan claramente definidos en el campo de las rocas de arco volcánico. Sin embargo, es preciso destacar que el Rb podría estar representado por valores anómalos, si recordamos la alteración sufrida por las rocas involucradas.

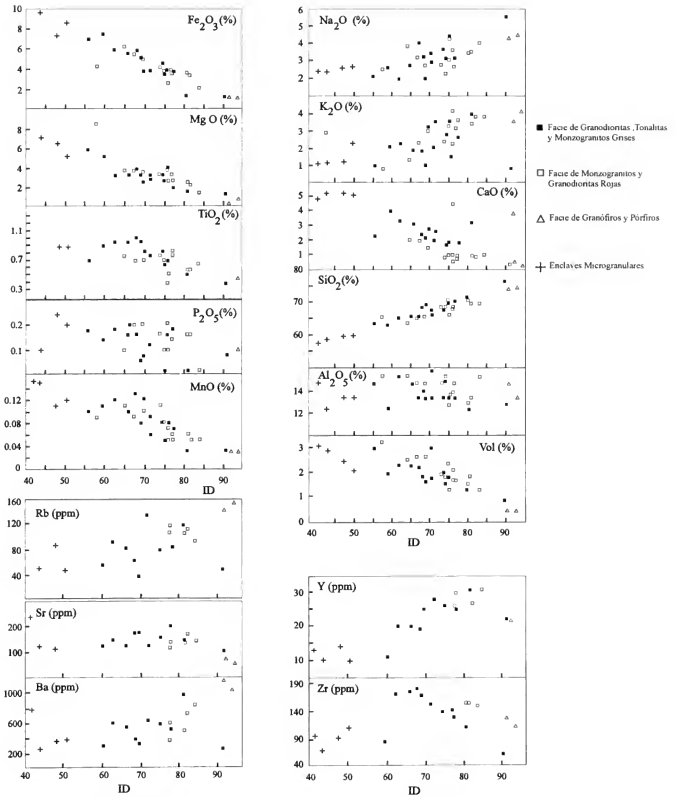


Figura 5: Diagramas de relación de óxidos y elementos trazas *vs.* ID (Indice de Diferenciación). Se observan en general tendencias continuas, definidas por los granitoides y sus inclusiones ígneas.

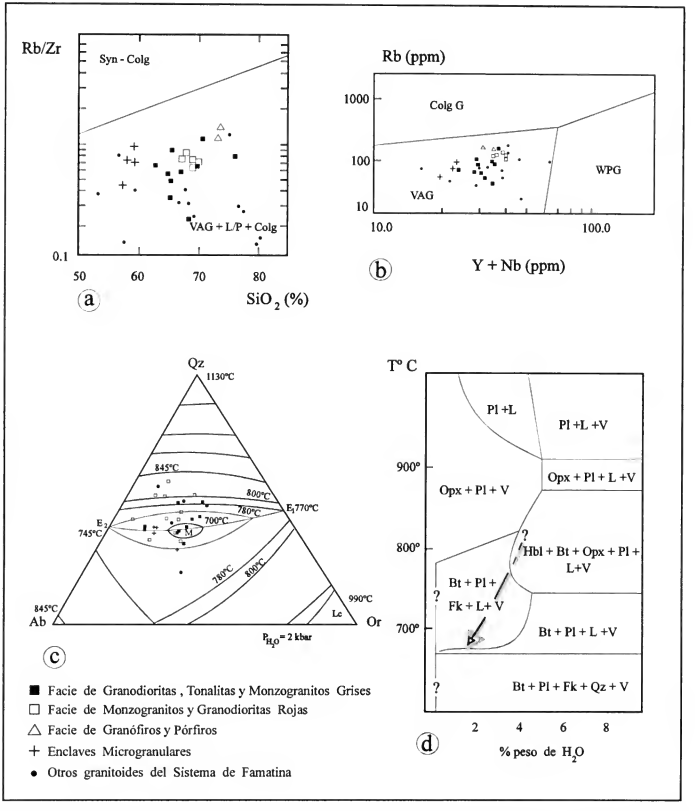


Figura 6: a, Diagrama discriminatorio utilizado para inferir el ambiente tectónico ligado a la génesis de los granitoides. Diagrama Rb/Zr *vs.* SiO_2, propuesto por Harris *et al.* (1986); **b,** Relación Rb *vs.* Y + Nb, con las divisiones entre campos sugeridas por Pearce *et al.* (1984); **c,** Proyección de las proporciones normativas sobre la cara Qz - Ab - Or del tetraedro fundamental del sistema granítico. Las isotermas y superficie cotéctica, para 2 Kbar de presión de agua, son las propuestas por Tuttle y Bowen (1958); **d,** Diagrama de fases para 2 Kbar de presión de agua, para un fundido de composición granodiorítica (Naney 1983; simplificado). La curva indica la tendencia de la serie de granitoides.

Consideraciones petrogenéticas

Para realizar inferencias sobre el nivel de emplazamiento de los granitoides, se considera como evidencia el desarrollo de la paragénesis tremolita - clorita - cuarzo y cuarzo - clorita - muscovita en las metapelitas encajantes, que permite indicar que la consolidación final del intrusivo se habría producido a presiones reducidas. Se suma a lo mismo, la existencia de biotita cloritizada y de muscovita en los xenolitos de composición metapsamítica y metapelítica que sugiere, según los datos experimentales de Kerrick (1972), presiones menores a 2 kbar y temperaturas entre 550° C y 600° C para la intrusión.

Por su parte, el desarrollo de texturas de cristalización superficial (tales como intercrecimientos granofíricos, etc.) en las rocas más diferenciadas del evento intrusivo, como la Facies de Granófiros y Pórfiros, representaría una evidencia para respaldar el argumento de un nivel somero de intrusión, menor a 2 kbar. Sobre este punto, es necesario añadir que el análisis de los stocks granofíricos ubicados en el suroeste de la Granodiorita de Las Angosturas y considerados como miembros de un mismo complejo intrusivo de características batolíticas (Cisterna *et al.* 1994); demuestra un nivel de intrusión inferior a 2 kilómetros de profundidad (Rossi de Toselli *et al.* 1987).

La suma de evidencias petrográficas, juntamente con la utilización de las proporciones normativas de Qz, Ab, An y Or en el campo Plg+Qz+Liq+Vap del diagrama Qz-Ab-Or (Fig. 6c), permite indicar que la cristalización de la serie habría comenzado con las tonalitas, en el campo del cuarzo y plagioclasa; lo cual puede corroborarse con la mineralogía (gruesos cristales de plagioclasa zoneada y cuarzo bipiramidal, generalmente de forma más o menos redondeada) a temperaturas de alrededor de 900° C. Estas rocas habrían evolucionado hacia el mínimo térmico, con valores inferiores a 700° C, donde se ubican los granófiros y pórfiros que corresponden a la etapa póstuma de la intrusión.

Las asociaciones de minerales que se presentan comúnmente en la Granodiorita de Las Angosturas al igual que en sus inclusiones ígneas, representan buenos indicadores para inferir las condiciones de cristalización del magma que les diera origen. De tal manera, las observaciones petrográficas permiten argumentar que la evolución del fundido estaría vinculada a los campos de estabilidad de biotita y hornblenda; lo que determina el enfriamiento rápido de un magma básico, acompañado por la desestabilización de piroxenos en los estadíos tempranos de la evolución magmática. El descenso acusado de la presión, relacionado a variaciones en el contenido porcentual de la fase fluida y menores variaciones de la temperatura, incluye reajustes completos de las paragénesis minerales presentes en esta serie (Fig. 6d). De tal manera, el inicio de la cristalización se habría producido a temperaturas relativamente elevadas (950° C a 950° C) y presiones equivalentes a 5% en el contenido de agua; continuando la evolución del fundido en relación a los campos de estabilidad de biotita y hornblenda. Las etapas finales sólo incluirían las paragénesis minerales relacionadas a la biotita como único mafito en estas rocas.

Conclusiones

La Granodiorita de Las Angosturas representa un intrusivo de tipo discordante, constituído por una serie de granitoides de composición variable entre tonalitas, granodioritas y monzogranitos, cuya distribución geográfica característica y contactos entre sí permiten indicar que se trata de un cuerpo irregularmente zoneado. Las relaciones de intrusividad y grado de consolidación durante el emplazamiento de estos granitoides, hacen posible la determinación de las siguientes facies petrográficas para la constitución del cuerpo: facies de granodioritas, tonalitas y monzogranitos grises, de mayor distribución areal, presenta variaciones composicionales de tonalitas, granodioritas y monzogranitos, resultantes de la progresiva diferenciación del magma durante su emplazamiento. El evento intrusivo continúa con el emplazamiento de la facies de monzogranitos y granodioritas rojas, ligeramente más ácidos que los granitoides grises y de clara posición cuspidal. La intrusión de la facies de granitoides rojos se habría producido en una etapa ligeramente posterior a la de los grises, quienes pasarían a constituir las zonas marginales del cuerpo. La facies de monzogranitos y granodioritas rojas también constituye diques en las plutonitas grises ya que, a partir del núcleo y aprovechando zonas de debilidad en el encajante, no produjeron deformación sobre los mismos. Se destaca que los contactos observados entre ambas facies petrográficas son un testimonio de que los granitoides grises no habrían alcanzado su consolidación final en el momento del emplazamiento de los granitoides rojos. Asimismo, la acción de la fase volátil estaría vinculada al hidrotermalismo que afectó, especialmente, a las rocas de la cúpula del cuerpo.

Las etapas finales del evento intrusivo están representadas por el emplazamiento de la facies de granófiros y pórfiros, que constituyen diques en el resto de los granitoides y cuyos contactos con los mismos indicarían que los granitoides grises habrían estado completamente consolidados en el momento de su intrusión; en tanto que los granitoides rojos aún no habrían completado su cristalización al emplazarse los diques ácidos.

Respecto a las variaciones composicionales que caracterizan a las distintas facies petrográficas, son

evidencias de un proceso de fraccionamiento como factor determinante de las características de la serie de granitoides; vinculado al ascenso de un fundido félsico de zonas medianamente profundas de la corteza y, asimismo, a la diferenciación durante el emplazamiento y consolidación final del cuerpo.

Las evidencias químicas apuntan para la Granodiorita de Las Angosturas un origen relacionado al fraccionamiento progresivo de un magma original, que habría dado origen a las distintas facies petrográficas que constituyen este cuerpo. A tal proceso se suma la interacción del fundido granodiorítico con un magma básico, a juzgar por la existencia de enclaves microgranulares y zonas de hibridez localizadas (Cisterna 1994).

Cabe agregar, que los unidades correspondientes al Paleozoico inferior de la sierra de Narváez se habrían originado en un ambiente geotectónico de arco volcánico, ligado a una zona de subducción (Cisterna 1994). De este margen activo resulta el desarrollo de un intenso ciclo volcánico - sedimentario, representado por las Formaciones Las Planchadas y Suri, de edad Ordovícico temprano - medio. El magmatismo calcoalcalino que origina los granitoides también se vincularía a este ambiente tectónico, correspondiendo al mismo ciclo de volcanismo de arco que diera origen a las unidades encajantes (Cisterna 1994). En referencia al marco geológico del Sistema de Famatina, donde la sierra de Narváez representa las manifestaciones más septentrionales, es importante destacar que estas plutonitas manifiestan afinidades petrográficas y químicas con los granitoides de Ñuñorco - Sañogasta (Toselli y Cisterna 1993), que se hallan en el núcleo del Sistema de Famatina. También debe mencionarse que dentro de este contexto regional, sólo en la zona analizada se ha observado el encajante volcánico - sedimentario, lo que hizo posible acotar estratigráficamente a la Granodiorita de Las Angosturas e inferir con mayor exactitud las condiciones a partir de las cuales se produjo la intrusión de estas plutonitas (Cisterna 1994).

Agradecimientos

La autora quiere dejar constancia de su agradecimiento a Alejandro Toselli por la lectura crítica del manuscrito. Lo mismo se hace extensivo a Julio Saavedra Alonso y a María Eugenia Medina, por las determinaciones de elementos trazas y óxidos mayoritarios y minoritarios.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Aceñolaza, F., 1978. El plutonismo eopaleozoico del Sistema de Famatina. Actas Reunión Nacional El Paleozoico de Argentina, Acta Geológica Lilloana, Suplemento, 14: 23-26. Tucumán.

Batchelor, R. y Bowden, P., 1985. Petrogenetic implications of granitoids rock series using multicationic parameters. Chemical Geology, 48: 43-55.

Brown, G., 1982. Calc - alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution and relation to volcanic arcs. En: Thorpe, R. (Ed.): Andesites, pp. 437-461. Wiley, J. and Sons. London.

Cisterna, C., 1990. Granitoides del extremo norte de la Sierra de Narváez, Catamarca, Argentina: Aspectos geológicos y geoquímicos. Actas 11° Congreso Geológico Argentino, 1: 32-35. San Juan.

Cisterna, C., 1992. Granitoides paleozoicos de la Sierra de Narváez, Sistema de Famatina, Argentina: Hibridización de magmas en un margen continental activo. Estudios Geológicos, 48: 229-235.

Cisterna, C., 1994. Contribución a la Petrología de los Granitoides del Extremo Norte de la Sierra de Narváez, Sistema de Famatina, Provincia de Catamarca. Tesis Doctoral Universidad Nacional de Salta, 355 p. (Inédito).

Cisterna, C., Indri, D. y Lencina, R., 1994. El plutonismo eopaleozoico del tramo norte del Sistema de Famatina, Catamarca, Argentina. Actas 7° Congreso Geológico Chileno, 2: 995-999. Santiago.

Cuerda, A., 1965. Estratigrafía de los depósitos neopaleozoicos de la Sierra de Maz (Pcia. San Juan). Actas 2° Jornadas Geológicas Argentinas, 1: 7-15. Tucumán.

De Alba, E., 1972. El Sistema de Famatina. En: Leanza, A. F. (Ed.): Geología Regional Argentina, pp. 143-184. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

De Alba, E., 1979. El Sistema de Famatina. En: Turner, J. C. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 1, pp. 349-395. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Halpern, M. y Latorre, C., 1973. Estudio geocronológico inicial por el medio Rb/Sr de rocas cristalinas del NW de la República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 33 (2): 195-205. Buenos Aires.

Harrington, H. y Leanza, A., 1957. Ordovician Trilobites of Argentina. Kansas University Special Publication, 230 p., Kansas.

Harris, N., Pearce, J. y Tindle, A., 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. En: Coward, M. y Ries, A. (Eds.): Collision Tectonics. Geological Society, Special Publication, 19: 67-81. London.

Hibbard, M., 1991. Textural anatomy of twelve magma - mixed granitoid systems. En: Didier, J. y Barbarin, B. (Eds.): Enclaves and Granite Petrology, 32: 431-444. Elsevier, Amsterdam.

Irvine, T. y Baragar, W., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8 (5): 523-548.

Kerrick, D., 1972. Experimental determination of Muscovite + Quartz estability with $PH_2O < P$ total. American Journal of Science, 272: 946-958.

Le Maitre, R. W., (Ed.), 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell, 193 p. Oxford.

Maisonave, H., 1971. Geología de los alrededores de Chaschuil, Prov. de Catamarca. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 189 p. (Inédito).

Maisonave, H., 1973. Estratigrafía de los alrededores de Chaschuil, Dpto. Tinogasta, Prov. de Catamarca. Actas 5° Congreso Geológico Argentino, 4: 75-87. Buenos Aires.

Naney, M., 1983. Phase equilibria of rock forming ferromagnesian silicates in granitic systems. American Journal of Sciences, 283: 993-1033.

Pearce, J., Harris, N. y Tindle, A., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granite rocks. Journal of Petrology, 25: 956-983.

Penck, W., 1920. Der Südrand der Puna de Atacama (NW - Argen-

tinien). Abhandlungen der Mathematisch - Physischen Klasse der Sächsischen Akademie der Wissenschaften, 37 (1), 267 pp. Leipzing.

Rapela, C., 1982. Aspectos geoquímicos y petrológicos del Batolito de Achala, Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 37 (3): 313-330. Buenos Aires.

Rossi de Toselli, J., Toselli, A., Medina, M. y Saal, A., 1987. Los stocks granofíricos de Chaschuil, Sierra de Narváez, Catamarca, Argentina. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 4: 151-153. Tucumán.

Shand, S., 1943. The eruptive rocks. J. Wiley & Sons, 448 p. New York.

Toselli, A. y Cisterna, C., 1993. Caracterización geoquímica de granitoides de la Sierra de Narváez. Relación con otros intrusivos paleozoicos del Sistema de Famatina, Argentina. Zentlalblatt für Geologie und Paläontologie, 71 (1/2): 203-216.

Toselli, A., Saavedra, J., Pellitero, E., Rossi de Toselli, J., Aceñolaza, F. y Medina, M., 1990. Geoquímica y petrogénesis del volcanismo ordovícico de la Formación Las Planchadas, Sistema de Famatina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45 (3/4): 313-322. Buenos Aires.

Turner, J., 1958. Estratigrafía de la Sierra de Narváez, Catamarca y La Rioja. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 12 (1): 18-60. Buenos Aires.

Turner, J., 1960. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Famatina y adyacencias, La Rioja. Boletín Academia Nacional de Ciencias, 42: 77-126. Córdoba.

Turner, J., 1962a. Las Sierras Transpampeanas como unidad estructural. 1° Jornadas Geológicas Argentinas, Anuario, 2: 378-402.

Turner, J., 1967. Descripción geológica de la hoja 13b, Chaschuil, Prov. de Catamarca y La Rioja. Servicio Geológico Nacional, Boletín, 106 p. Buenos Aires.

Tuttle, O. y Bowen, N., 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - SiO_2 - H_2O. Geological Society of America, Bulletin, 74: 1-153.

Weaver, S., Bruce, R., Nelson, E., Brueckner, H. y Lehuray, A., 1990. The Patagonian batholith at 48° S latitude, Chile. Geochemical and isotopic variations. En: Kay, S. y Rapela, C. (Eds.): Plutonism from Antarctica to Alaska. Geological Society of America, Special Paper, 241: 33-55.

Recibido: 9 de noviembre, 1995
Aceptado: 25 de febrero, 1998

Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53 (1): 69-82 (1998)

Paleomagnetismo del Grupo Sierra de los Cóndores (Cretácico Inferior de Córdoba): correlación magnetoestratigráfica local, y sus consecuencias en la interpretación geológica

Silvana GEUNA

Museo de Paleontología, Universidad Nacional de Córdoba, Vélez Sársfield 299, 5000 Córdoba

ABSTRACT. *Paleomagnetism of Sierra de los Cóndores Group (Lower Cretaceous from Córdoba): a local magnetostratigraphic correlation, and its consequences for geological interpretation.* In a paleomagnetic study of continental beds of the Early Cretaceous Sierra de los Cóndores Group, Córdoba province (32.3° S; 64.4° W), samples were collected from volcanic rocks and red beds at 65 sites in 17 localities. Detailed AF demagnetization permitted the identification of three different magnetic components in the volcanic rocks: the A component was carried by single or pseudo-single domain magnetite, the B component by hematite, and the X component, by multidomain magnetite, as deduced from IRM curves and demagnetization behaviour. Only component A passed a positive conglomerate test, and was interpreted as a primary magnetization; components B and X were interpreted as being of recent origin. Site mean directions of component A, together with revised directions from previous studies, passed both fold and reversal tests. The magnetostratigraphy obtained did not match with the geological correlation previously proposed, which included two temporally distinct volcanic phases. The mmagnetic properties were more suggestive of gradual change in the chemistry and mineralogy of the volcanic rocks, as well as significant lateral variation between localities. A paleomagnetic pole was computed at 88.7° S, 85.4° E, A_{95} = 4,2; K= 37, N= 33, coincident with the Serra Geral Early Cretaceous reference pole for South America. No block rotations about vertical axes were detected.

Introducción

La zona de la sierra Chica de Córdoba ha sido objeto de varios estudios paleomagnéticos, particularmente sobre sucesiones continentales con intercalaciones basálticas de edad cretácica temprana. Varios polos paleomagnéticos (PPs) han sido determinados, la mayor parte a partir de lavas (Vulcanitas Cerro Colorado, Valencio 1972; Vulcanitas Rumipalla, Vilas 1976; El Salto-Almafuerte, Mendía 1978).

La sierra de Los Cóndores, situada en el extremo austral de la sierra Chica de Córdoba (Fig. 1), está constituida por una sucesión volcano-sedimentaria de edad cretácica temprana. La zona que circunda al embalse del río Tercero es la mejor conocida desde el punto de vista geológico, y en ella se encuentran los perfiles tipo utilizados por Gordillo y Lencinas (1967) para la definición del Grupo Sierra de los Cóndores y sus unidades formacionales.

Dos de los PPs mencionados corresponden a los dos ciclos volcánicos incluidos en el Grupo Sierra de Los Cóndores, que llamaremos CC y RU, y fueron calculados a partir de tres localidades de muestreo (Cerro Colorado, El Estrecho-Cerro Libertad y Cerro Rumipalla, Fig. 1). El ciclo volcánico inferior (CC) presentó magnetizaciones de polaridad reversa, y el superior (RU), magnetizaciones de polaridad normal. Las direcciones medias finales obtenidas para los dos ciclos volcánicos difieren en aproximadamente 10 grados, tanto en su versión original (Cerro Colorado, Valencio 1972; El Estrecho-Cerro Libertad, Vilas 1976) como en la recalculada en Valencio y Vilas (1976) con el agregado de la localidad Cerro Rumipalla.

Los 10° de diferencia han dado lugar a interpretaciones diversas, desde movimientos continentales en el Cretácico Temprano (Valencio *et al.* 1983) hasta rotaciones locales de bloques (Somoza 1995). Sin embargo, no ha sido notado hasta el momento que los basaltos de El Estrecho, correspondientes al ciclo volcánico inferior según Gordillo y Lencinas (1967) portan direcciones de polaridad normal, a diferencia de sus supuestos correlativos del Cerro Colorado, de polaridad reversa. Los trabajos paleomagnéticos referidos no mencionan pruebas de campo que permitan establecer la edad de la magnetización y descartar remagnetizaciones. Teniendo en cuenta el hecho de que a partir del Mesozoico los PPs sudamericanos

0004-4822/98 $00.00 + 00.50 © 1998 Asociación Geológica Argentina

difieren poco del polo geográfico actual, una dirección magnética cretácica puede ser difícil de distinguir de una remagnetización posterior, particularmente en el caso de sucesiones poco apartadas de la paleohorizontal. La sierra de Los Cóndores está constituida por bloques suavemente basculados, con inclinaciones siempre por debajo de los 15° (Gordillo y Lencinas 1967).

La base del análisis que se propone, es definir un criterio que permita identificar remagnetizaciones y separarlas de las componentes primarias. Para ello se realizaron muestreos en nuevas localidades, incluyendo varias pruebas de campo. Los criterios establecidos en función de estas muestras fueron utilizados para reanalizar los datos que dieron origen a los PPs preexistentes. La combinación de toda la información obtenida permitió el cálculo de un nuevo PP que reemplaza a CC y RU, sustentado en componentes magnéticas probadamente primarias; en la magnetoestratigrafía resultante de todas las localidades persistió la inconsistencia entre polaridades de basaltos que habían sido considerados correlativos por similitud litológica. Una reinterpretación basada en la magnetoestratigrafía que se presenta en este trabajo, sugiere que las volcanitas de la Sierra de Los Cóndores constituyen intercalaciones dispersas en toda la sucesión y que no es posible generalizar su división en dos ciclos temporalmente diferentes.

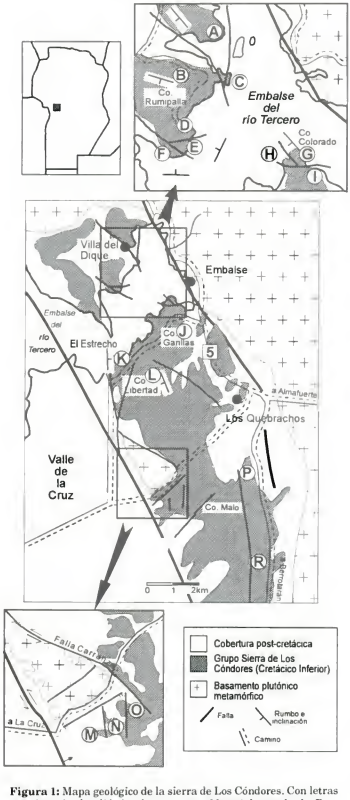


Figura 1: Mapa geológico de la sierra de Los Cóndores. Con letras se indican las localidades de muestreo. (Material consultado: Pensa 1957; Sisto *et al.* 1994).

Marco geológico

El Grupo Sierra de los Cóndores (Gordillo y Lencinas 1967) está constituido por una sucesión volcano-sedimentaria de unos 200 metros de espesor máximo, dividida tradicionalmente en dos ciclos volcánicos y dos ciclos sedimentarios distribuidos de la siguiente manera, de abajo hacia arriba: un ciclo sedimentario basal, la Formación Embalse Río Tercero; un primer ciclo volcánico, las Vulcanitas Cerro Colorado; un ciclo sedimentario intermedio, los Conglomerados Cerro Libertad; un segundo ciclo volcánico, las Vulcanitas Cerro Rumipalla.

La petrogénesis de las lavas sugiere que el período volcánico fue relativamente corto, con dos fases principales separadas por un período erosivo breve (Gordillo y Lencinas 1967). Varias dataciones radimétricas realizadas por el método K/Ar dan valores de entre 115 y 133 Ma para los dos ciclos, luego de aplicar el apropiado factor de corrección (INGEIS 1977). La edad promedio de estas lavas (124 Ma) corresponde al Barremiano, de acuerdo a la escala geocronológica de Gradstein *et al.* (1994).

Los flujos lávicos correspondientes a los dos ciclos volcánicos se diferencian por características químicas y petrográficas, ya que basaltos picríticos aparecen sólo en el ciclo inferior, y diferenciados traquíticos alcalinos sólo en el superior (Gordillo y Lencinas 1967). No obstante, todos los flujos tienen caracterís-

ticas comunes y algunos tipos (traquibasaltos) aparecen en ambos ciclos. Un criterio alternativo para la distinción entre ambos eventos es su relación estratigráfica con los ciclos sedimentarios, que a su vez se distinguen entre sí por la presencia de rodados de basalto en los conglomerados del segundo ciclo.

Muestreo paleomagnético

Se eligieron varios perfiles relativamente completos en la zona norte de la Sierra de los Cóndores (El Estrecho, Cerro Libertad, Cerro Rumipalla -La Cruz-) con el fin de cotejar sus resultados con la información preexistente. Como complemento, se tomaron muestras en varios puntos para la realización de pruebas de campo. La ubicación de las localidades se ilustra en la Fig. 1.

La Fig. 2 ilustra los perfiles muestreados dispuestos correlativamente de acuerdo con los criterios litoestratigráficos de Gordillo y Lencinas (1967). La variación de espesores y número de flujos en las distintas localidades surge como una característica de esta sucesión volcano-sedimenta-

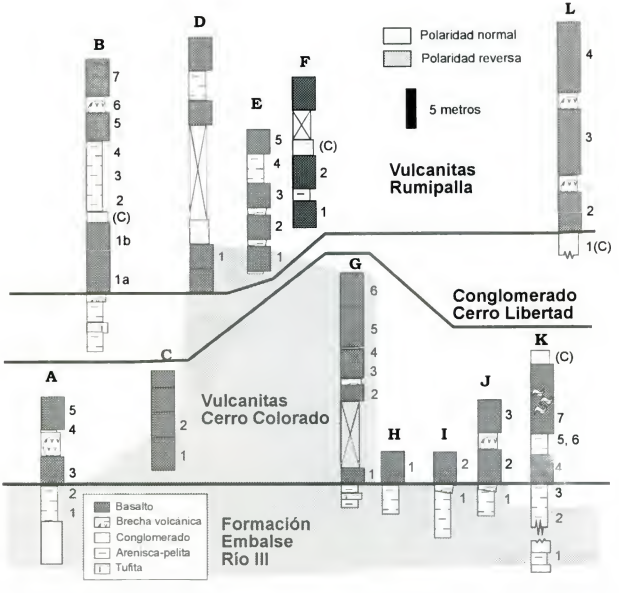


Figura 2: Columnas estratigráficas correspondientes a las localidades muestreadas en la sierra de Los Cóndores, ubicadas dentro del esquema litoestratigráfico vigente (Gordillo y Lencinas 1967). El sombreado abarca la zona de polaridad reversa obtenida en este trabajo, y su relación discordante con respecto a los límites de unidades litoestratigráficas. Los números identifican los sitios de muestreo; (C): prueba del conglomerado.

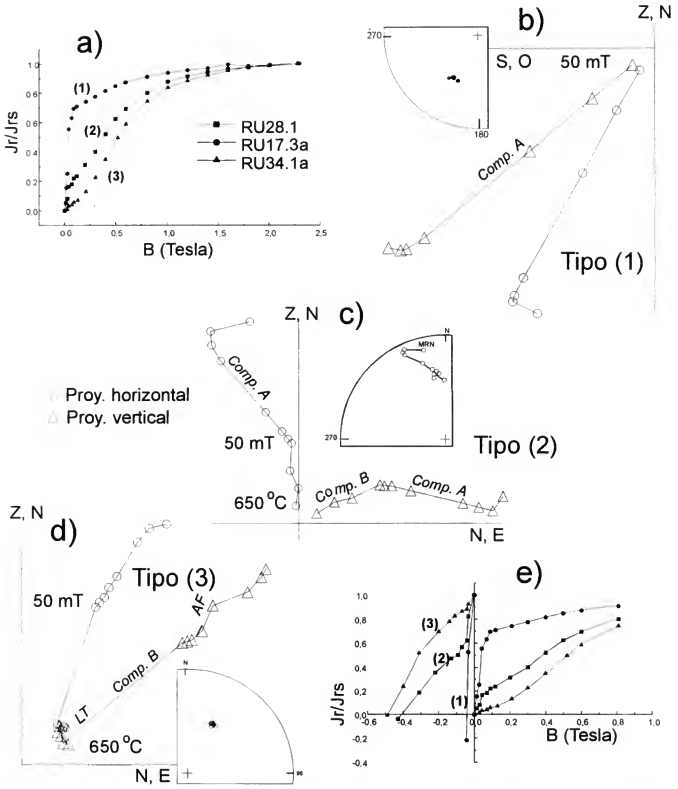


Figura 3: Comportamiento magnético de basaltos y sus clastos. **a,** Adquisición de IRM para los tres tipos de comportamiento observados; (1) muestra un predominio de magnetita, (3), de hematita, y (2) una situación intermedia (con un 20% de magnetita, en este caso); **b,** Tipo (1), desmagnetización AF; además de una pequeña componente viscosa, la muestra sólo porta la componente A en magnetita; **c,** Tipo (2); la muestra porta tres componentes: viscosa, A en magnetita (determinada por desmagnetización AF hasta 50 mT) y B en hematita (determinada por desmagnetización térmica hasta 650°C); **d,** Tipo (3): sólo una componente pudo ser aislada, con ambos métodos de desmagnetización; **e,** Campo inverso. Las coercitividades de (1) y (3) corresponden a magnetita y hematita, respectivamente. La inflexión en la curva de (2) refleja la presencia de los dos minerales.

ria. Se obtuvieron en total 230 muestras, en 65 sitios.

El extremo sur de la sierra fue muestreado en cinco bloques, escogidos de manera de detectar posibles rotaciones según ejes verticales determinadas por la acción de fallas de desplazamiento de rumbo, documentadas por ejemplo en Sisto y Cortés (1992) y Sisto *et al.* (1994). Se consideraron los sitios de mayor probabilidad de ocurrencia de tales rotaciones. En particular, las localidades M, N y O se disponen en una zona comprendida entre el frente de fractura-ción que limita la sierra por el oeste, y la falla Carranza, ambos con una componente de desplazamiento lateral izquierdo durante el Cenozoico (Sisto y Cortés 1992). La cuña limitada por estas fallas está formada por un alto estructural de basamento plutónico-metamórfico y bloques menores en los que aflora la cobertura cretácica.

Procedimiento

Las muestras (de mano o testigos obtenidos con perforadora manual tipo Pomeroy) fueron orientadas con brújula Brunton y, siempre que fue posible, con brújula solar. El magnetismo remanente natural (MRN) se midió con magnetómetros Schonstedt, Digico y criogénico 2G.

Dos especímenes por sitio de muestreo fueron sometidos a desmagnetización detallada; uno por altas temperaturas, en un horno Schonstedt TSD-1 (las posibles variaciones de mineralogía magnética con el calentamiento fueron evaluadas controlando la susceptibilidad magnética luego de cada etapa); el otro por campos alternos linealmente decrecientes (AF), utilizando un equipo EDAC rotativo (prototipo UBA) o el equipo desmagnetizante 2G estático en tres ejes.

Por lo menos tres especímenes complementarios por sitio fueron sometidos al tratamiento más adecuado según lo observado en los dos especímenes piloto; en general, la desmagnetización por altas temperaturas fue efectiva en las rocas sedimentarias, y el AF resultó el mejor método en el tratamiento de basaltos. En todos los especímenes se aplicaron por lo menos 5 etapas de desmagnetización.

Además de la determinación de la dirección de componentes magnéticas presentes en los especímenes, los procedimientos de desmagnetización fueron utilizados para estimar las fuerzas coercitivas y temperaturas de Curie de los portadores magnéticos.

El análisis estadístico de las muestras se realizó aplicando la estadística de Fisher (1953), con los programas no comerciales MAG88 (Oviedo 1989) e IAPD. Para cada especímen se determinaron las distintas componentes de magnetización por ajuste por cuadrados mínimos de las rectas determinadas por los extremos del vector remanencia luego de cada etapa, representados éstos en diagramas ortogonales ("diagramas de Zijderveld"). Sólo se aceptaron componentes con un ángulo de desviación (MAD) inferior a 10°. La resta vectorial entre etapas sucesivas se utilizó como método alternativo.

En caso de presencia de más de una componente magnética, se determinó además el plano de desmagnetización que contenía a las sucesivas componentes, a lo largo del cual los vectores residuales describieron el "camino de lavado". En aquellas muestras en que la componente final no fue una recta alineada con el origen de coordenadas (esto es, una mezcla de componentes que no puede ser resuelta debido a la superposición de espectros de coercitividad o temperaturas de bloqueo), se utilizaron los planos para la estimación de una componente característica. Para ello se aplicó el programa CIRDI, basado en el método de McFadden y McElhinny (1988), que combina direcciones de referencia con planos de desmagnetización. El método fue aplicado para combinar información de distintos especímenes dentro de un mismo sitio de muestreo, y obtener así la dirección de remanencia característica para el sitio.

Al menos un espécimen por sitio de muestreo fue sometido a ensayos de magnetismo de rocas, con el fin de determinar la naturaleza de los minerales portadores de la magnetización. El método se basa en la gran diferencia de fuerzas coercitivas que existe entre magnetitas y hematitas en general. La determinación de la fuerza coercitiva de una muestra se realizó por varias vías (adquisición de magnetización remanente isotérmica -IRM-, Fig. 3a, aplicación de campo inverso -"backfield"-, Fig. 3e, y desmagnetización AF de la IRM).

El origen y naturaleza de cada una de las componentes magnéticas por muestra fue analizado teniendo en cuenta la información disponible: temperaturas de bloqueo, fuerzas coercitivas, comportamiento frente a la desmagnetización y valores de susceptibilidad magnética. Las componentes de origen común fueron agrupadas por sitio.

Análisis de componentes magnéticas en basaltos

La intensidad normal del MRN de los basaltos estuvo en el orden de 1 A/m, y en algunos casos llegó hasta 50 A/m. En el caso de muestras de elevada intensidad de MRN, gran parte de la remanencia original tuvo direcciones aleatorias y fue portada por minerales de bajas fuerzas coercitivas (hasta 30mT, eliminada rápidamente con la desmagnetización AF); llamaremos a esta componente "X". A partir de 6-30 mT (según la muestra) se definió una componente estable ("A") que pudo determinarse claramen-

te por el método de Kirschvink (1980) en especímenes tratados con AF, con un MAD<5° en todos los casos. Las coercitividades relacionadas con ambas componentes están en el rango de las magnetitas (Fig. 3a y e).

La desmagnetización por altas temperaturas (lavado térmico, LT) no fue efectiva, debido a la superposición de temperaturas de bloqueo (Tbl) de las componentes X y A, con eliminación simultánea de las dos componentes en proporciones variables. La magnetización fue eliminada a los 500-580° C en todos los casos. Una superposición tan amplia de Tbl puede deberse a una magnetización remanente química (MRQ) o a la presencia de estados mono y multidominio del mismo mineral (McClelland-Brown 1982). Dado que las coercitividades de la magnetita tienen una estrecha relación con el tamaño de grano (y por lo tanto con el estado de dominio), las fracciones de distinta coercitividad reflejadas en el comportamiento frente al lavado AF podrían corresponder, precisamente, a magnetita multi y monodominio. La elevada intensidad de remanencia de la componente X y su dirección aleatoria, sugieren que se trata de una magnetización remanente isotérmica (IRM) portada por la magnetita multidominio (más fácil de magnetizar). La causa más común de IRM en la naturaleza es la acción de rayos. Las tormentas eléctricas son un fenómeno muy frecuente en la sierra de Córdoba.

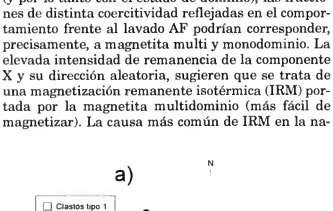


Figura 4: a, Direcciones finales de la componente A en clastos de basalto. Cuadrados: muestras de tipo 1 (sólo magnetita como portador). Círculos: muestras de tipo 2 (además de la magnetita, existe hematita portando una componente B). La dispersión evidencia que esta componente fue adquirida por el basalto antes de la formación del conglomerado (componente primaria); **b,** Direcciones finales de la componente B en clastos de basalto. Cuadrados: muestras de tipo 2; círculos: muestras de tipo 3 (sólo hematita como portador). De la concentración de las direcciones se deduce que esta componente fue adquirida por los clastos luego de la formación del conglomerado (componente secundaria). Símbolos abiertos (cerrados): hemisferio superior (inferior).

Una tercer componente portada por hematita ("B"), que se reveló como una magnetización residual luego del lavado AF, estuvo presente en algunas muestras. La dirección dependió de su intensidad relativa con respecto a la componente A. En algunos casos la componente B fue uno o dos órdenes de magnitud menor que la componente A y sus direcciones fueron idénticas; la hematita originada por oxidación de alta temperatura durante el enfriamiento presenta magnetizaciones de este tipo (Beske-Diehl y Li 1993). En otros casos, la componente B no estuvo subordinada a una A, sino que representó prácticamente toda la remanencia de la muestra; la hematita portó una dirección de inclinación negativa, cercana a la del campo actual. Esta situación se encontró asociada generalmente con intensidades de remanencia muy bajas (inferiores a 5x10-2 A/m, Fig. 3d).

Las curvas de IRM obtenidas reflejaron una eficiencia variable en la adquisición, que estuvo en directa relación con la presencia de los distintos tipos de componentes (Fig. 3a). La menor eficiencia correspondió a muestras en las que sólo existe componente B. La fuerza coercitiva de adquisición de remanencia (H'_{cr}) para la fracción de baja coercitividad varió entre 20 y 100 mT según los especímenes, con un pico en 40 mT (Fig. 3e). La fuerza coercitiva de la remanencia (H_{cr}) fue menor, con H'_{cr}/H_{cr}=1.2 a 2. A su vez, el campo destructivo medio del IRM ($H_{1/2t}$) fue menor que los precedentes, efecto de la interacción magnética entre granos (Dankers 1981).

Prueba del conglomerado

Se obtuvieron clastos de basalto del Conglomerado Cerro Libertad en tres localidades. El muestreo incluyó clastos de todos los tipos de basaltos observados en la sucesión: macizos (pardos y negros), vesiculares y amigdaloides (rojos y grises). La magnetización de los clastos fue comparada con la de los basaltos *in situ*, con el fin de analizar la estabilidad de la remanencia. Si los clastos han conservado su magnetización original, las direcciones de remanencia se orientarán aleatoriamente, y puede inferirse que la edad de la magnetización (de los clastos y de los basaltos *in situ*) es previa a la formación del conglomerado.

Se obtuvieron, cuando fue posible, tres especímenes por clasto, que fueron sometidos al procedimiento de rutina de desmagnetización y magnetismo de rocas. Pudieron separarse en los clastos los tres tipos de componentes, X, A y B.

La prueba de aleatoriedad para la componente A, portada por magnetita mono o pseudomonodominio,

fue positiva, lo que confirma el carácter primario (termorremanente) de la componente (Fig. 4a).

La componente B, considerada sólo cuando su dirección difiere de la comp. A en cada muestra, no pasó la prueba de aleatoriedad, sino que dio un buen agrupamiento en la dirección aproximada del campo actual (Fig. 4b).

El resultado de la prueba del conglomerado implica que sólo puede tomarse como componente primaria aquella portada por magnetita monodominio o pseudomonodominio, esto es, aquella que pueda definirse por cuadrados mínimos con el lavado AF a partir de 30 mT (luego de eliminar la componente X).

Análisis de las direcciones paleomagnéticas

Basaltos: Las muestras de basaltos de la Sierra de Los Cóndores fueron clasificadas según el tipo de componentes que portan, haciendo la salvedad de que componentes "X" aparecen en todos los tipos de muestras en proporciones variables:

Tipo 1: Muestras que portan una componente A bien definida, aislada por desmagnetización AF. Curva de adquisición de IRM propia de magnetita. 39 sitios experimentaron este comportamiento (76 %, Fig. 3b).

Tipo 2 (sitios B1a; C1): Muestras que portan dos componentes bien discriminables con desmagnetización AF, A y B. Curva de adquisición de IRM compuesta (magnetita y hematita). Se observó este comportamiento en 2 sitios (4%, Fig. 3c).

Tipo 3 (sitios B1b, B5 y B7; E2; C2; J2): Portan sólo una componente B, que prácticamente no es afectada por la desmagnetización AF. Curvas de adquisición de IRM compuestas. El 14 % de los sitios experimentaron este comportamiento (6 sitios, Fig. 3d).

Tipo 4 (sitios A3; M2; P3; P4): Portan sólo una componente X, de elevada intensidad y bajas fuerzas coercitivas; 4 sitios (8 %).

Las muestras de tipo 1 constituyen la base del análisis paleomagnético a realizar; su magnetización es respaldada por una prueba del conglomerado positiva, y representan el 76 % de la información disponible. Las muestras de tipo 2 también proporcionan información confiable en la medida en que la componente A pueda ser claramente separada de la B. Sin embargo, esta información será considerada menos confiable.

Las muestras de tipo 3 portan una dirección similar a una componente cretácica de polaridad normal. Sin embargo, ha quedado establecido con la prueba del conglomerado que la componente B no puede ser considerada primaria y debe descartarse del análisis.

La magnetización de muestras de tipo 4 se interpreta como una magnetización remanente isotérmica, y también se descarta.

Las muestras utilizadas para el cálculo de PPs preexistentes (Valencio 1972; Vilas 1976; Valencio y Vilas 1976) fueron sometidas a procesos de desmagnetización menos detallados y extensos (hasta 30 mT), lo que impide una correcta discriminación y clasificación de componentes. Sin embargo, el procesamiento de nuevas muestras recolectadas en este trabajo permitió establecer lo siguiente:

- Las muestras del cerro Rumipalla en el perfil de La Cruz (38 muestras en 4 flujos lávicos) pertenecen al tipo 3, o al 2 en el mejor de los casos. La dirección característica es la residual de hematita (secundaria). Las direcciones incluidas en los PPs de Valencio y Vilas (1976) corresponden en su mayoría precisamente a esta hematita residual. Las 38 muestras debieron ser descartadas del análisis posterior.

- Las muestras de El Estrecho y el cerro Libertad pertenecen todas al tipo 1, y las direcciones coinciden con las de Vilas (1976). Lo mismo ocurre con las muestras del cerro Colorado, con la diferencia de que en esta última localidad la componente X es más importante, y para eliminarla es estrictamente necesaria la desmagnetización AF hasta 30 mT, tal como fue comprobado en una revisión realizada por Geuna y Somoza (1996).

La independencia estadística de cada sitio como unidad de tiempo fue evaluada, teniendo en cuenta que los sitios obtenidos en flujos lávicos sucesivos pueden representar lapsos de tiempo demasiado cortos y sobredimensionar el peso estadístico de determinadas direcciones del campo magnético. Se aplicó el método de McFadden y Lowes (1981) para determinar si las direcciones para flujos sucesivos pertenecían a la misma población. En caso de que esto sucediera, se combinaron las direcciones de esos flujos como pertenecientes a "unidades de enfriamiento".

Sedimentos: Los sedimentos de la sierra de Los Cóndores portaron dos tipos de componentes que pudieron discriminarse claramente mediante la desmagnetización térmica.

- Componente portada por magnetita, eliminada a los 550-580° C; generalmente asociada con la presencia de algún basalto suprayacente (y con una dirección similar a la portada por éste, Fig. 5 c y d).

- Componente portada por hematita, aislada entre los 580 y 680° C. Esta componente tiene en algunos casos la misma dirección de inclinación negativa, que basaltos suprayacentes (sitios K3, 5 y 6 del Estrecho, sitios A4 , E4), y en otros, polaridad reversa (Fig. 5).

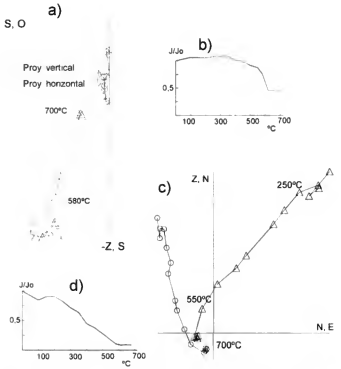


Figura 5: Comportamiento magnético de sedimentos rojos. **a,** Diagrama de Zijderved y **b,** diagrama de desmagnetización para sedimentos que portan una sola componente magnética en hematita (que comienza a eliminarse a partir de los 580° C). **c,** Diagrama de Zijderveld y **d,** diagrama de desmagnetización para sedimentos con una componente en magnetita, distinta de la portada por hematita.

Las direcciones de inclinación negativa portada por hematita fueron consideradas producto del calentamiento por el basalto, y por lo tanto combinadas con las direcciones de remanencia de éste. Las direcciones evidentemente diferentes, esto es, las de inclinación positiva, fueron consideradas independientemente, como propias del sedimento.

En el caso de muestras que contienen ambas componentes (de inclinación negativa portada por magnetita y positiva por hematita), la componente en magnetita pudo ser claramente determinada (Figs. 5 c y d); la componente en hematita, en cambio, no tiene una definición precisa y debe ser considerada con menos confiabilidad. De hecho, las direcciones obtenidas son oblicuas con respecto a la población de direcciones determinada en el resto de los sitios (Fig. 6), revelando una posible mezcla de componentes que no haya sido resuelta, y no serán incluídas en el análisis estadístico posterior.

Los sitios B2, 3 y 4 del co. Rumipalla- perfil de La Cruz portan direcciones de polaridad normal, similar a la dirección de remagnetización de los basaltos con comportamiento tipo 3 suprayacentes (ver ítem anterior); estas direcciones fueron excluídas del análisis.

Direcciones finales

Las direcciones finales determinadas promediando la componente A (primaria) por sitio de muestreo se resumen en la Tabla 1 y Fig. 6.

Un primer examen de las direcciones obtenidas revela un buen agrupamiento en dos direcciones aproximadamente antípodas, de polaridades normal y reversa, y algunas inconsistencias en la correlación tradicional de unidades, tales como distintas polaridades en flujos supuestamente correlativos: los basaltos aflorantes en El Estrecho fueron considerados como equivalentes a los que afloran en el cerro Colorado (Gordillo y Lencinas 1967). Esta correlación fue basada en similitudes litológicas, geoquímicas y de posición estratigráfica. Sin embargo, las polaridades magnéticas difieren. La polaridad reversa de los basaltos del cerro Colorado se encuentra también en la base del cerro Rumipalla y en Aguas Claras (localidades C y D), pero no en El Estrecho.

Una alternativa de correlación magnetoestratigráfica que contemple las similitudes geoquímicas y litológicas se ilustra en la Fig. 7: la Formación Embalse Río Tercero, de polaridad reversa, es sucedida por basaltos de polaridad normal (localidades A, J y K); luego continúa una serie de basaltos de polaridad reversa, que incluye a los del cerro Colorado y los flujos basales del cerro Rumipalla. Un segundo intervalo de polaridad normal está representado en las lavas más evolucionadas del área del cerro Rumipalla.

Los flujos de localidades del sur de la sierra de Los Cóndores (L a R) presentan exclusivamente polaridad normal. Mientras en la zona norte están representados tres períodos de polaridad, la zona sur parece haber completado su evolución en un solo intervalo de polaridad normal (o bien el período de po-

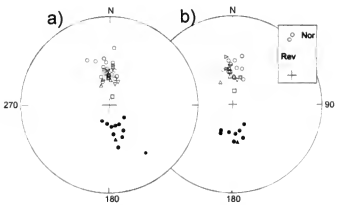


Figura 6: Direcciones medias finales por sitio para la componente A en la zona norte de la Sierra de Los Cóndores, **(a)** antes y **(b)** después de la corrección por estructura. El recuadro ilustra la coincidencia entre las direcciones medias de las poblaciones normal (Nor) y reversa (Rev) invertida al hemisferio superior; (prueba de polaridades antípodas positiva).

Tabla 1. Resultados paleomagnéticos para la sierra de los Cóndores.

Sitio	Lito	M/P	$N/n_o/n$	Dir. medias (paleohorizontal)				PGV	
				Dec	Inc.	α_{95}	k	Lat. S	Long.E
L-4	V	M	20/81/43	14,4	-45,0	3,1	51,2	76,3	185,0
L-3	V	M	16/55/33	5,9	-44,8	3,9	42,8	82,3	158,3
L-2	V	M	13/34/24	10,6	-31,9	4,8	39,0	72,2	150,8
L-1	S	M	3/4/4	22,5	-54,5	21,1	19,9	71,1	220,4
CNOR	V	M	7/14/12	2,7	-36,9	6,1	52,1	78,1	127,8
TNOR	V	M	5/17/17	356,2	-48,9	3,3	120,1	85,9	61,4
E-3	V	M	3/4/4	344,5	-45,7	5,8	249,0	75,6	42,3
UREV	V	M	12/21/17	161,8	47,6	5,6	41,0	74,0	33,5
#G-TBNS	V	M	17/35/14	203,9	56,0	9,6	17,9	69,9	224,6
#G-TBP	V	M	12/41/31	174,4	53,1	4,2	38,0	85,1	6,5
#G-RB	V	M	3/6/6	178,3	43,5	4,6	217,4	83,0	103,1
#G-TCAS	V	M	15/51/33	150,5	60,3	5,9	18,9	64,8	356,1
#G-TBIN1+TCA1	V	M	21/60/46	166,4	55,3	2,9	52,6	78,2	3,9
G1	V	M	2/6/6	202,2	51,5	10,4	42,5	71,2	211,4
SNOR	V	M	21/51/46	353,0	-49,4	3,0	50,9	83,7	42,1
PNOR	V	M	44/119/101	354,6	-47,7	2,4	33,1	84,2	60,6
A-2	S	M	3/8/8	165,0	49,8	7,7	53,2	77,1	28,9
A-1	S	M	3/10/10	187,0	54,6	4,5	117,3	83,5	234,0
I-1 *	S	M	2/4/3	132,0	6,2	8,6	204,3	--	--
J-1 *	S	M	8/23/23	138,3	26,0	4,3	54,0	--	--
K-2 *	S	M	4/11/11	179,2	34,9	5,6	93,9	--	--
K-1 *	S	M	4/8/8	188,5	13,8	9,8	57,1	--	--
M-4	V	P	3/4/4	17,7	-53,8	9,9	86,7	75,1	218,2
M-3	V	M/P	3/2/2	358,0	-42,4	--	--	82,0	102,0
M-1	V	P	2/2/2	12,4	-57,6	--	--	78,3	239,5
N-3	V	M/P	4/5/5	352,0	-44,7	6,6	134,5	80,9	64,2
N-1+2	V	M/P	3/6/6	354,0	-32,3	4,4	228,0	74,3	93,9
O-3	V	P	3/5/5	168,5	43,2	12,0	41,3	77,6	58,0
O-2	V	P	3/6/6	356,8	-54,4	4,7	200,9	86,2	340,7
O-1	V	P	4/5/5	334,3	-58,2	8,8	75,7	68,2	0,9
P-2	V	M/P	3/5/4	12,1	-71,5	7,8	141,0	64,7	279,8
P-1	S	P	5/7/7	357,8	-49,3	4,0	224,7	87,1	74,1
R-6+7+8	V	P	8/13/13	5,3	-54,3	4,2	97,4	84,9	236,9
R-5	V	M	2/5/5	355,8	-45,4	4,0	374,2	83,5	80,2
R-4	V	P	2/4/4	5,8	-55,4	3,6	646,2	84,0	244,7
R-2+3	V	M/P	5/9/7	359,3	-40,4	5,8	69,2	80,7	111,7
R-1	V	M/P	2/5/5	356,1	-36,6	8,4	83,1	77,6	98,5
TOTAL			33	359,2	-49,6	3,6	48,7	88,7	85,4

Lito: V: rocas volcánicas, S: rocas sedimentarias; M/P: muestras de mano/testigos de perforadora manual; $N/n_o/n$: nro. de muestras/nro. de especímenes totales/nro. de especímenes utilizados en la estadística; Dec., Inc.: declinación e inclinación de la magnetización remanente del sitio, después de la corrección por estructura; α_{95}: semiángulo del cono de confianza al 95%; k: parámetro de precisión (Fisher 1953); #: Valencio (1972), recalculados en Geuna y Somoza (1996); *: Sedimentos bicomponentes excluidos del promedio.

laridad reversa no está representado). El diacronismo no puede haber sido significativo, dado que las dataciones radimétricas son aproximadamente coincidentes en ambas áreas. Ya Bodenbender (1929), en su primera descripción del área, señaló que a pesar de constituir una unidad orográfica-geológica, la sierra de Los Cóndores debía ser separada en dos regiones debido a diferencias estratigráficas y en la composición de las rocas volcánicas. Las diferencias estratigráficas consisten en la disminución del espesor de los sedimentos hacia el sur, el aumento de la granulometría, y el aumento en el espesor de los mantos basálticos. Certeramente, sin embargo, reconoció que las efusiones debieron haber sido sincrónicas, tal

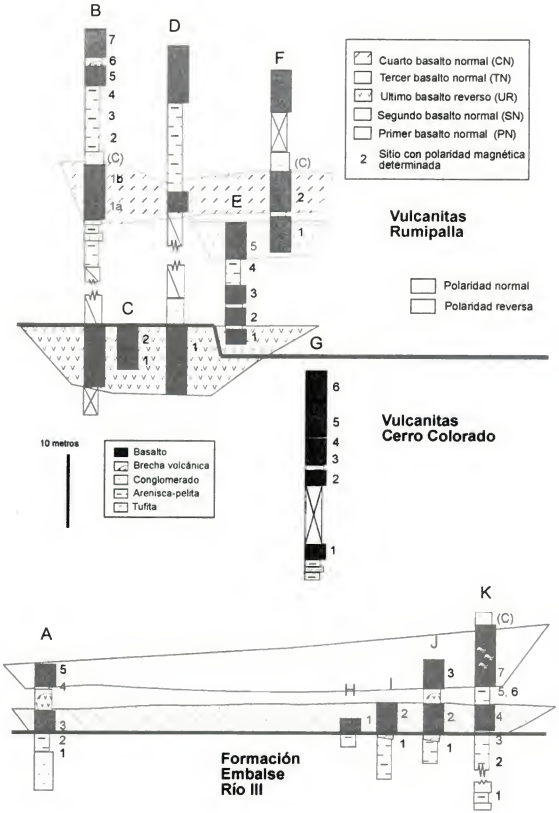


Figura 7: Correlación propuesta para la zona norte de la sierra de Los Cóndores, en base a las polaridades magnéticas determinadas. Se ilustran los sitios cuya información paleomagnética fue agrupada en una sola dirección final, con el fin de no sobredimensionar su significado en la población de direcciones medias por sitio.

Tabla 2. Combinación de la información paleomagnética de diversos sitios de muestreo correspondientes a unidades geológicamente correlativas. La numeración de los sitios corresponde a la indicada en la Fig. 2; números en cursiva representan sitios obtenidos en rocas sedimentarias, en los que se aisló una magnetización sobreimpuesta por el basalto suprayacente.

Sitio	M/P	$N/n_o/n$	Dec.	Inc.	α_{95}	k
		Cuarto basalto normal				
F-2	M	3/9/9	4,8	-34,2	6,9	56,6
B-1a	M	4/5/3	355,3	-45,1	9,0	189,7
CNOR		7/14/12	2,7	-36,9	6,1	52,1
		Tercer basalto normal				
E-5+4	M	3/13/13	356,5	-46,9	3,7	127,8
F-1	M	2/4/4	355,0	-55,3	4,2	484,9
TNOR		5/17/17	356,2	-48,9	3,3	120,1
		Último basalto reverso				
E-1	M	3/6/3	149,0	40,0	21,5	33,9
D-1	M	4/10/9	158,3	47,2	6,3	67,9
C-1	M	5/5/5	178,1	51,0	8,4	82,9
UREV		12/21/17	161,8	47,6	5,6	41,0
		Segundo basalto normal				
A-5+4	M	4/10/9	357,8	-53,7	7,7	45,9
J-3	M	3/5/5	349,2	-52,6	4,3	315,9
K-7+6+5	M	14/36/31	353,3	-47,5	3,6	52,6
SNOR		21/51/46	353,0	-49,4	3,0	50,9
		Primer basalto normal				
H-1	M	3/5/5	8,7	-49,4	5,1	229,1
I-2+1	M	5/9/9	8,3	-39,3	6,6	61,9
K-4+3+2	M	28/7670	347,3	-46,4	2,4	49,0
J-2	M	8/29/17	16,9	-53,4	5,7	39,5
PNOR		44/119/101	354,6	-47,7	2,4	33,1

$N/n_o/n$: nro. de muestras/nro. de especímenes totales/nro. de especímenes utilizados en la estadística

como posteriormente demostraron las dataciones K/Ar. La variación zonal sería la razón por la cual el esquema estratigráfico de Gordillo y Lencinas (1967a) no parece aplicable a la zona Sur.

Con el objeto de no sobredimensionar las direcciones del CMT obtenidas sobre flujos temporalmente correlativos en distintas localidades (Fig. 7), se procuró agruparlas en una sola dirección final.

El contacto entre los primeros basaltos y la Formación Embalse Río Tercero (primer ciclo sedimentario) señala un cambio de polaridad; las direcciones de los "primeros basaltos" de polaridad normal fueron agrupadas en una sola dirección media que se denominará por simplicidad "primer basalto normal" (Fig. 7). Del mismo modo, fueron agrupados el "segundo basalto normal", el basalto de polaridad reversa del cerro Rumipalla ("último basalto reverso"), y otros dos grupos de esa misma área ("tercer y cuarto basaltos normales"). La estadística del agrupamiento se resume en la Tabla 2.

Tabla 3. Prueba del plegamiento. Nótese el aumento en el valor del parámetro de precisión K y la disminución del valor de test estadístico **x** (valor crítico al 95% = 7,54), luego de la corrección por estructura.

Dirección media	Dec.	Inc.	α95	K	x
In situ	353,2	-51,8	4,1	30,2	13,23
Paleohorizontal	359,2	-49,6	3,6	48,7	2,61

La buena concentración de las direcciones de magnetización de los sitios de muestreo luego de realizar la corrección estructural determina una prueba de basculamiento positiva (McFadden 1990), lo que indica que las magnetizaciones calculadas a partir de la componente A son pretectónicas (Fig. 6, Tabla 3).

La prueba de polaridades antípodas (McFadden y McElhinny 1990), por otra parte, es positiva clase "B" (Fig. 6), lo que certifica que no existan componentes secundarias no removidas durante la des-

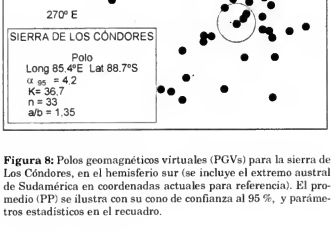


Figura 8: Polos geomagnéticos virtuales (PGVs) para la sierra de Los Cóndores, en el hemisferio sur (se incluye el extremo austral de Sudamérica en coordenadas actuales para referencia). El promedio (PP) se ilustra con su cono de confianza al 95 %, y parámetros estadísticos en el recuadro.

magnetización y que la variación paleosecular del CMT esté bien promediada en ambos períodos de polaridad.

Las direcciones finales obtenidas para todos los sitios son cercanas entre sí y a la dirección del paleomeridiano; no se han detectado rotaciones de bloques, al menos dentro de los límites de resolución del método paleomagnético, ni siquiera en los bloques comprometidos más cercanamente con la actividad de fallas transcurrentes.

Los PGVs obtenidos a partir de las direcciones medias finales tienen una distribución aproximadamente circular (Fig. 8), con una relación entre los ejes de la distribución de 1,35 (según el método de Engebretson y Beck 1978). La dispersión angular de la población es de 12,7 (acorde con los valores esperables según la paleolatitud, McFadden *et al.* 1988).

A partir de las direcciones finales obtenidas (y resumidas en la Tabla 1), se calcularon los PGVs respectivos y el correspondiente polo paleomagnético (Fig. 8).

Discusión

La interpretación geológica de la sucesión cretácica de la sierra de los Cóndores planteada por Gordillo y Lencinas (1967) establece la presencia de dos ciclos volcánicos intercalados en la sucesión sedimentaria. El período volcánico habría sido relativamente corto, con sus dos fases separadas por un período erosivo breve (Gordillo y Lencinas 1967). Las dataciones radimétricas realizadas posteriormente dan valores indistinguibles para los dos ciclos, de entre 115 y 133 Ma.

Siguiendo el criterio de distinción de dos ciclos volcánicos dentro de la sucesión cretácica, Valencio (1972) y Vilas (1976) calcularon PPs independientes para ambos, criterio mantenido por Valencio y Vilas (1976). Estos PPs habían sido determinados en base a procedimientos de desmagnetización correctos y eficaces, aunque un porcentaje de las muestras utilizadas debió ser descartado en este trabajo debido a remagnetizaciones no detectadas en aquella oportunidad, y que ahora pudieron ser advertidas gracias a pruebas de campo y estudios de magnetismo de rocas. Los polos promedio resultantes, sin embargo, se basaban en un escaso número de flujos lávicos y no cumplían con el requisito de promediar la VPS (Geuna y Somoza 1996). La discrepancia de 10° entre los polos CC y RU debe ser adjudicada precisamente a la falta de promedio de la VPS.

Sin embargo, teniendo en cuenta que las dataciones radimétricas no permiten distinguir los dos ciclos como temporalmente independientes, las direcciones de todos los flujos pueden ser consideradas en conjunto para el cálculo de un solo PP, representativo del lapso 115-133 Ma.

El nuevo PP calculado promedia correctamente la VPS y cumple con cuatro pruebas de campo que certifican el origen primario de la magnetización y la calidad de los datos. Su posición es concordante con el PP de referencia para el Cretácico Temprano, Serra Geral (Ernesto y Pacca 1988). Este PP reemplaza a los PPs preexistentes (Vulcanitas Cerro Colorado, Valencio 1972, y Vulcanitas Rumipalla, Vilas 1976, ambos recalculados en Valencio y Vilas 1976).

Una correlación tan detallada como la propuesta por Gordillo y Lencinas (1967), es arriesgada en un ambiente de alta variabilidad litológica. El ambiente depositacional del Grupo Sierra de Los Cóndores está caracterizado por abanicos aluviales y depósitos fluviales, que alternan con efusiones basálticas (Sanchez *et al.* 1990). Las facies muestran, a menudo, poco desarrollo areal; por ejemplo, Gordillo y Lencinas (1967) reconocen rápidas variaciones de espesor y composición de las lavas en distancias del orden de los cien metros. El escaso tiempo involucrado en la depositación de las cuatro unidades formacionales (cuatro zonas de polaridad) sumado a la gran variabilidad lateral, generan inevitables dificultades en la asignación de flujos o intercalaciones sedimentarias a una u otra formación. De hecho, el mapeo completo de la sierra de los Cóndores diferenciando al Grupo homónimo de la manera establecida por Gordillo y Lencinas (1967) no ha sido posible, y la división sólo ha podido aplicarse en la zona que circunda al lago de embalse del Río Tercero (ver por ejemplo Sisto y Cortés 1992, donde la mayor parte del Grupo Sierra de Los Cóndores en el extremo sur de la sierra ha sido mapeado como "indiferenciado").

La correlación magnetoestratigráfica inferida en este trabajo (Fig. 7) propone un esquema diferente del tradicional de la Fig. 2, en el que los flujos lávicos se distribuyen temporalmente a lo largo de toda la sucesión, con grandes variaciones laterales entre las distintas localidades. El lapso de tiempo abarcado por el evento volcánico no excede los 5 m.a., a juzgar por las zonas de polaridad involucradas (Gradstein *et al.* 1994). En este contexto, la distinción de ciclos volcánicos diferentes y mapeables es francamente difícil. Dado que las unidades litoestratigráficas se definen fundamentalmente como elementos mapeables, es probable que sea necesaria una revisión de las categorías y límites de las unidades en cuestión.

Conclusiones

- Se determinó la presencia de varias componentes magnéticas en los basaltos de la sierra de Los Cóndores; las pruebas de campo y estudios de mag-

netismo de rocas pemitieron separar una componente primaria, portada por magnetita.

- Considerando que la duración del evento volcánico no justifica el cálculo de dos PP temporalmente independientes, se calculó un nuevo PP único basado en la componente magnética primaria. El PP así obtenido (Lat. 88,7° S; Long. 85,4° E; A_{95}=4,2; n=33) coincide con el polo de referencia, Serra Geral.

- No se detectaron rotaciones locales de bloques en ninguna de las localidades de muestreo, a pesar de la cercanía de varias de ellas a fallas transcurrentes activas durante el Cenozoico.

- La magnetoestratigrafía obtenida entra en conflicto con el esquema de correlación propuesto por Gordillo y Lencinas (1967), según el cual el evento volcánico se produjo en dos fases temporalmente distinguibles. Se propone en este trabajo una correlación magnetoestratigráfica para la zona norte de la sierra de Los Cóndores, que sugiere que la variación química y mineralógica de los basaltos propuesta por Gordillo y Lencinas (1967) se produce en forma gradual y con gran variación lateral entre localidades, de manera que el mapeo de las fases como unidades formacionales separadas no es posible.

Agradecimientos

Se agradece el apoyo financiero del CONICET, la Universidad Nacional de Córdoba y la Universidad de Buenos Aires. Este trabajo forma parte de la Tesis Doctoral de la autora, dirigida por M. Hünicken y H. Vizán. R. Somoza colaboró en las tareas de campo. S. Lagorio y M. Iacumin aportaron valiosa información adicional sobre la geoquímica de las volcanitas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Beske-Diehl, S. y Li, H., 1993. Magnetic properties of hematite in lava flows from Iceland: response to hydrothermal alteration. Journal of Geophysical Research, 98 (B1): 403-417.

Bodenbender, G., 1929. Triásico y Terciario en la falda oriental de la Sierra de Córdoba. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 31: 73-139, Córdoba.

Dankers, P.H.M., 1981. Magnetic properties of dispersed natural iron-oxides of known grain-size. Tesis Doctoral, Universidad de Utrecht, 142 p. (Inédito).

Engebretson, D. y Beck, M., 1978. On the shape of directional data sets. Journal of Geophysical Research, 83: 5979-5982.

Ernesto, M. y Pacca, I.G., 1988. Paleomagnetism of the Paraná Basin flood volcanics, southern Brazil. En: Piccirillo, E.M. y Melfi, A.J. (Eds.): The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects. Universidad de Sao Paulo, pp. 229-255.

Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere. Proceedings Royal Society of London, Series A, 217: 295-305.

Geuna, S.E. y Somoza, R. , 1996. Polos paleomagnéticos del Grupo Sierra de los Cóndores, Cretácico Inferior de Córdoba: revisión y nuevas implicancias geológicas. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 509-518.

Gordillo, C.E. y Lencinas, A., 1967. Geología y petrología del extremo norte de la Sierra de Los Cóndores, Córdoba. Boletín Academia Nacional de Ciencias, 46(1): 73-108. Córdoba.

Gradstein, F.M., Agterberg, F.P., Ogg, J.G., Hardenbol, J., Van Veen, P., Tierry, J. y Huang, Z., 1994. A Mesozoic time scale. Journal of Geophysical Research, 99(B12): 24051-24074.

INGEIS, 1977. Nuevas constantes a utilizar en los métodos de datación radimétrica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 32(3): 239-240.

Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. Geophysical Journal of the Royal astronomical Society, 62: 699-718.

McClelland-Brown, E., 1982. Discrimination of TRM and CRM by blocking-temperature spectrum analysis. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 30: 405-414.

McFadden, P.L., 1990. A new fold test for palaeomagnetic studies. Geophysical Journal International, 103: 163-169.

McFadden, P.L. y Lowes, F.J., 1981. The discrimination of mean directions drawn from Fisher distributions. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 67: 19-33.

McFadden, P.L. y McElhinny, M.W., 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism. Earth and Planetary Sciences Letters, 87: 161-172.

McFadden, P. L. y McElhinny, M. W., 1990. Classification of the reversal test in palaeomagnetism. Geophysical Journal International, 103: 725-729.

McFadden, P. L., Merrill, R.T. y McElhinny, M.W., 1988. Dipole-/quadrupole family modeling of paleosecular variation. Journal of Geophysical Research, 93(B10): 11583-11588.

Mendía, J. E., 1978. Paleomagnetic study of alkaline vulcanites from Almafuerte, province of Cordoba, Argentina. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 54: 539-546.

Oviedo, E.S., 1989. MAG88: Un sistema de computación para análisis de datos paleomagnéticos. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 178 p. (Inédito).

Pensa, M., 1957. Contribución al conocimiento de los meláfiros en las sierras de Córdoba. Representación cartográfica y perfiles. Relaciones morfológicas, tectónicas y correlación con las diversas efusiones en el país. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Revista, 19 (3-4): 471-500.

Sánchez, M. L., Villegas, M. B. y Poiré, D. G., 1990. Paleogeografía del Cretácico Inferior en el área de la Sierra de los Cóndores, prov. de Córdoba, Rca. Argentina. Actas de la 3° Reunión Argentina de Sedimentología, 235-246. San Juan.

Sisto, F. A. y Cortés, J. M., 1992. Tectónica cretácico-cenozoica del tramo sur de la sierra de Los Cóndores, Sierras Pampeanas de Córdoba. Acta de la 7° Reunión de Microtectónica: 63-69.

Sisto, F. A., Sánchez, M., Pérez Posio, C. y Toro, E., 1994. La tectónica compresiva cenozoica en el extremo sur de la Sierra Chica, Provincia de Córdoba, Argentina. Actas del 7° Congreso Geológico Chileno, 1: 174-178.

Somoza, R., 1995. Paleomagnetismo de rocas cretácicas de la Patagonia y la curva de deriva polar aparente de América del Sur: implicancias geocinemáticas y tectónicas. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 238 p. (Inédito).

Valencio, D. A., 1972. Palaeomagnetism of the lower Cretaceous Vulcanitas Cerro Colorado Formation of the Sierra de Los Cóndores Group, province of Córdoba, Argentina. Earth and Planetary Science Letters, 16: 370-378.

Valencio, D. A. y Vilas, J. F. A., 1976. Sequence of the continental movements occurred prior to and after the formation of the

South Atlantic. Anais de la Academia Brasileira de Ciencias, 48 (Suplemento): 377-386.

Valencio, D. A., Vilas, J. F. A. y Pacca, I. G., 1983. The significance of the palaeomagnetism of Jurassic-Cretaceous rocks from South America: predrift movements, hairpins and magnetostratigraphy. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 73: 135-151.

Vilas, J. F. A., 1976. Paleomagnetism of the Lower Cretaceous Sierra de los Cóndores Group, Córdoba province, Argentina. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 46: 295-305.

Recibido: 4 de octubre, 1996
Aceptado: 25 de febrero, 1998

Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53 (1): 83-90 (1998)

Magnetismo de rocas y su aplicación a paleosuelos: estudio piloto en una secuencia loess-paleosuelo de la región chacopampeana

Carlos A. VASQUEZ[1], Ana M. WALTHER[1], María J. ORGEIRA[1], Inés M. DI TOMMASO[1], Horacio LIPPAI[2], Susana ALONSO[2] y Juan F.A. VILAS[1]

[1] *Laboratorio de Paleomagnetismo, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, CONICET*
[2] *CIRGEO (CONICET)*

ABSTRACT: *Rock magnetism and its application to palaeosols: a pilot study in a loess-palaeosol sequence of the Chacopampean region.* Rock magnetism techniques were applied to the study of the palaeosols and loess in the Chaco-Pampean plain region, Buenos Aires, Argentina; in addition, several types of non magnetic analysis were carried out: chemical analysis of ferrous and ferric, titanium and magnesium ions and x-Ray difraction. The magnetic susceptibilities of the Argentine palaeosol and loess exhibit different trends to those observed in the well known chinese examples with which they are compared. In the Chacopampean succession the susceptibility of the loess is higher than that of the palaeosol. This can be explained by differences in the parental material imparting different magnetic properties.

Introducción

El estudio de los suelos y paleosuelos utilizando propiedades magnéticas, ya estaba en pleno desarrollo en los años 70 (Mullins 1977). Sin embargo, no es hasta los 90 que dicho tema alcanza plena madurez, a partir de desarrollos de técnicas e instrumentos aplicados a magnetismo de rocas. Es en los estudios de las secuencias de loess-paleosuelos del norte de China (regiones de: Xining, Xifeng) (Hunt *et al.* 1995; Banerjee *et al.* 1993, Verosub *et al.* 1993), en donde la técnica brilló con todo su esplendor. En efecto, allí fue posible inferir las variables paleoclimáticas, a partir de las mediciones de los diferentes parámetros magnéticos (Hunt *et al.* 1995; Xiuming *et al.* 1993).

En la llanura Chaco-pampeana, es posible observar centenares de secuencias de loess-paleosuelos de potencia variable, en general del orden de decenas de metros. Estas secuencias han sido descriptas en forma extendida desde el siglo pasado (Ameghino 1889, entre otros). Dentro de la abundante bibliografía publicada sobre estas secuencias, puede citarse la notable contribución de Frenguelli (1957), quien presenta una completa descripción de la unidad aquí estudiada. Estos sedimentos, conocidos tradicionalmente como "Bonaerense", pertenecen a la Fm. Buenos Aires (Parodi y Parodi Bustos 1952). Son sedimentos de origen eólico, de color pardo rojizo y homogéneos desde el punto de vista litológico.

Los antiguos suelos intercalados en los paquetes de loess difieren en su material parental de aquellos observados en China; mientras que estos últimos no poseen material volcánico, el mismo es muy abundante en la llanura Chaco-pampeana (Frenguelli 1957); por consiguiente, su respuesta magnética debe ser diferente. Así, fue posible observar, en todos los trabajos publicados al presente, que las variaciones de susceptibilidad seguían patrones diferentes: en las secuencias de loess pampeano baja en el paleosuelo (ver entre otros, Nabel 1996; Orgeira *et al.* 1998), en tanto en las secuencias de loess chino en los paleosuelos sube. Es de destacar que tanto en el loess chino como en el pampeano el valor de la susceptibilidad magnética por unidad de masa es del mismo orden de magnitud, así como también las diferencias en susceptibilidad loess-paleosuelo.

Si bien los portadores magnéticos constituyen una fracción minoritaria dentro de las rocas y los suelos (O'Reilly 1984), su sensibilidad a los cambios químicos los vuelven excelentes detectores de los cambios ambientales (Verusob *et al.* 1993). Los cambios en los portadores magnéticos pueden ser detectados por diferentes métodos:

-Químicos: Mediante este método es posible cuantificar la cantidad de hierro total y las fracciones férrica y ferrosa. Sin embargo, no es posible distinguir las diferentes mineralogías magnéticas, las cuales sufren transformaciones que varían de acuerdo a los cambios ambientales.

-Rayos X: Los métodos de difracción de rayos X, permiten distinguir las diferentes mineralogías, siempre y cuando la cantidad de minerales presentes supe-

0004-4822/98 $00.00 + 00.50 © 1998 Asociación Geológica Argentina

re un límite mínimo. En los suelos en particular, la fracción magnética presente es muy pequeña, siendo habitualmente muy difícil detectarla con esta técnica.

- Espectroscopía Mosbauer: Tiene las mismas limitaciones básicas que los rayos X.

-Métodos magnéticos: Son los más sensibles, siendo el objeto de estudio del presente artículo.

El perfil muestreado corresponde a una excavación sita en la ciudad de Buenos Aires, en la calle Fray Justo Santa María de Oro, entre Cerviño y De María, que se extiende con una potencia aproximada de 2m desde -4 m bajo el nivel de la vereda (cota de vereda 5m sobre el nivel del mar). Los sedimentos son correlacionables a la Formación Buenos Aires, de edad magnética Bruhnes (menor a 0,7 Ma). Se tomaron muestras de 12 niveles. Los 3 inferiores en el loess infrayacente, del nivel 4 hasta el nivel 10 en el paleosuelo, y los niveles 11 y 12 en el loess suprayacente.

Breve descripción de los métodos, propiedades y materiales magnéticos

Para el estudio de los métodos magnéticos es necesario tomar en consideración algunos conceptos asociados al magnetismo. En lo que sigue, se seguirán las normas internacionales actuales, por lo que en algunos libros de texto antiguo pueden encontrarse discrepancias de nombres y unidades.

Susceptibilidad magnética (SM): Se denomina así, a la relación entre el campo magnético aplicado a una muestra y el momento magnético adquirido por la misma:

$$X = m/H \quad (1)$$

donde X es la susceptibilidad, m es momento magnético y H el campo magnético aplicado.

Si la relación (1), se cumple para todo valor de campo H, los materiales se denominan paramagnéticos si $x>0$ o diamagnéticos si $x<0$. Si la susceptibilidad depende del campo aplicado, el material se denomina ferromagnético. La susceptibilidad así definida es una propiedad cuya unidad de medida en el sitema internacional (SI), es m3. Si se la expresa por unidad de volumen, en el sistema internacional es un número adimensional, y por unidad de masa es m3/kg.

La medición de susceptibilidad, se realiza utilizando campos alternos usualmente bajos, y la respuesta depende de la frecuencia utilizada. El susceptibilímetro Bartington realiza mediciones a dos frecuencias diferentes (470 Hz y 4700 Hz), lo cual permite identificar la fracción superparamagnética (SP) presente. Para ello se utiliza el denominado factor f = (Susc. baja frec- Susc. alta frec.)/ Suscep. baja frec.

Histéresis Magnética (HM): En los materiales ferromagnéticos, según ya se indicó, la susceptibilidad cambia con el campo aplicado, de forma tal que no se verifica una relación lineal entre el momento magnético y el campo aplicado. En efecto, una vez retirado el campo el material queda con una magnetización remanente, siendo esta la característica esencial que distingue el ferromagnetismo. Si a un material se le aplica un campo magnético y simultáneamente se observa la magnetización al variar el campo, se obtiene el denominado ciclo de histéresis. El ciclo de histéresis queda caracterizado por los siguientes parámetros:

Magnetización de saturación (Ms), Campo coercitivo (Hc ó Bc), Magnetización Remanente (Mr).

Magnetización Remanente Isotérmica (MRI): Es la adquirida en campo magnético constante a temperatura ambiente. La determinación de la magnetización en función del campo aplicado, queda caracterizada por los siguientes parámetros: Magnetización remanente de saturación (Msr) y Coercitividad de la remanencia (Bcr ó Hcr) (campo magnético requerido para eliminar el Msr).

Desmagnetización por campos alternos (AF): Cuando un material ferromagnético magnetizado, es sometido a campos magnéticos alternos cuya amplitud varía en el tiempo, el mismo se desmagnetiza; el fenómeno se explica a partir del ciclo de histéresis. En el proceso la muestra es desmagnetizada a diferentes valores de campo máximo, observándose luego el decaimiento de la magnetización en función del pico de campo aplicado. Los minerales ferromagnéticos poseen un espectro de fuerzas coercitivas que los caracteriza. Dentro de los parámetros que gobiernan este fenómeno, cabe citar el campo destructivo medio (H1/2)(valor de campo AF que reduce en 1/2 la magnetización remanente).

Desmagnetización por altas temperaturas-Test de Lowrie (TL): La aplicación de altas temperaturas a una muestra previamente magnetizada con diferentes campos en direcciones ortogonales, produce una desmagnetización de la misma, de acuerdo al rango de temperaturas de bloqueo de los diferentes minerales que intervienen en su composición. Sobre la base de ello, es posible caracterizar el material analizado de acuerdo al rango de coercitividades afectados por la temperatura (Lowrie 1990).

Desmagnetización por bajas temperaturas (BT): Consiste en dejar calentar una muestra, desde temperaturas cercanas a 80 K, hasta temperatura ambiente, monitoreando la magnetización a medida que cambia su temperatura.

Magnetización remanente anhistérica (MRA): La muestra adquiere una magnetización cuando es so-

metida a un campo alterno y al mismo tiempo se le aplica un campo continuo, de magnitud usualmente cercana al terrestre. El efecto que tiene este tipo de magnetización sobre las diferentes mineralogías permite identificarlas.

Materiales ferromagnéticos, ferrimagnéticos y antiferromagnéticos

Hasta ahora se mencionó a los minerales ferromagnéticos en sentido amplio. Sin embargo , dentro de los materiales ferromagnéticos existen tres categorías diferentes: ferromagnéticos *sensu stricto* (hierro, cobalto); ferrimagnéticos (magnetita, titamagnetitas, maghemita, entre otros) y antiferromagnéticos (hematita, goethita, entre otros). Estos materiales tienen diferentes respuestas frente a los campos magnéticos, ya que su estructura cristalina difiere sensiblemente. En los suelos se encuentran minerales ferrimagnéticos y antiferromagnéticos; como regla general, se puede afirmar que, a temperatura ambiente, los materiales ferrimagnéticos son más fáciles de magnetizar que los antiferromagnéticos, y por lo tanto son menos duros a la desmagnetización por campos magnéticos, siendo entonces su susceptibilidad mayor.

Resultados obtenidos

Susceptibilidad

La medición de susceptibilidad fue realizada con un susceptibilímetro Bartington MS2. Los valores obtenidos a dos frecuencias (470 Hz y 4700 Hz), pueden observarse en la Fig. 1a. La variación de susceptibilidad sigue una tendencia opuesta a la observada en las secuencias loess-paleosuelos de China (Hunt *et al.* 1995). Los valores de susceptibilidad fluctúan en un rango de 1.5E-7 m3/kg a 5E-7 m3/kg . La medición a dos frecuencias no muestra ninguna diferencia significativa por lo que no es posible inferir una fracción significativa de magnetita superparamagnética (d< 30 nm).

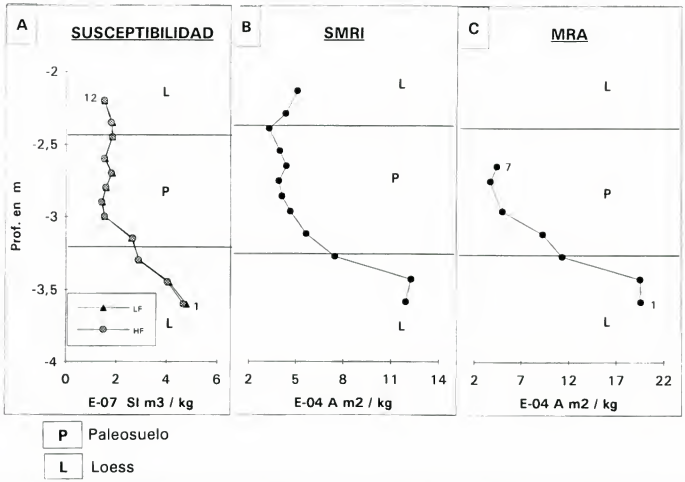


Figura 1: a, susceptibilidad magnética medida a dos frecuencias (baja 470 y alta 4700Hz); **b,** Magnetización remanente isotérmica de saturación (SIRM)) de especímenes provenientes de los niveles muestreados; **c,** Magnetización remanente anhistérica de especímenes provenientes de los niveles muestreados.

La susceptibilidad en el loess Chino muestra un aumento cercano a tres veces en los paleosuelos; en la zona del paleosuelo aquí estudiada (loess de la llanura Chaco-pampeano) se observa una disminución en la susceptibilidad respecto al loess infrayascente, del mismo orden de magnitud, según puede observarse en la Fig. 1a.

Magnetización Remanente Isotérmica (MRI) y Magnetización Remanente Anhistérica (MRA)

En las Figs. 1b y 1c se ha representado en Msr y el MRA, respectivamente. De acuerdo a lo observado (disminución de los citados parámetros, análoga al comportamiento de la susceptibilidad), se podría inferir que la cantidad de ferrimagnéticos varía al entrar en el paleosuelo. Si sólo se analizaran estos dos parámetros, podría concluirse que en el paleosuelo, se produce un cambio en la concentración de los ferrimagnéticos y/ó una variación en el tamaño de grano. Sin embargo, como se verá más adelante,la medición de otras propiedades magnéticas (relación S, Bcr, etc.) muestra que hay contribuciones de otra fracción magnética.

Las curvas de adquisición de la Magnetización Remanente Isotérmica (Fig. 2), señalan nuevamente un comportamiento netamente comandado por las magnetitas y titanomangetitas (Dankers 1978; Dekkers 1988), no pudiéndose de aquí inferir presencia de antiferromagnéticos.

Por otra parte, se calculó la relación S (Fig. 3a). Mediante este parámetro se obtiene la fracción de ferri/antiferromagnéticos presentes. Si se aleja de 1, indica la presencia de antiferromagnéticos, en tanto si es cercana a 1, la mineralogía presente es ferrimagnética. Como puede observarse en la citada figura, en el paleosuelo su valor se mantiene próximo a 0,8, mientras que en los niveles de loess se aproxima a 1.

Campos coercitivos

La medición de la coercitividad de la remanencia (Bcr) (Fig. 3b), indica claramente la presencia de antiferromagnéticos. En los niveles de loess se observa un valor cercano a 50 mT, mientras en el paleosuelo y en el loess suprayascente aumenta hasta 100 mT. Estos valores son indicadores de una mezcla de ferri y antiferromagnéticos. El campo destructivo medio (H1/2) (Fig. 3c) muestra un ascenso en los niveles de paleosuelos, indicando la presencia de antiferromagnéticos (Dankers 1978) y/u otros minerales de alta coercitividad.

Mediciones a bajas temperaturas

Las mediciones a bajas tamperaturas consistie-

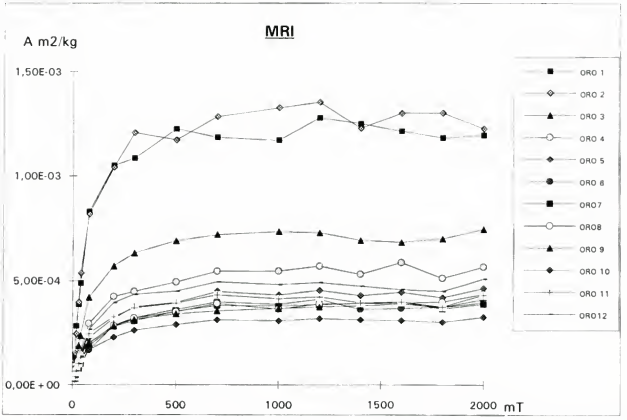


Figura 2: Curvas de adquisición del magnetismo remanente isotérmico (IRM) de especímenes provenientes de los niveles muestreados.

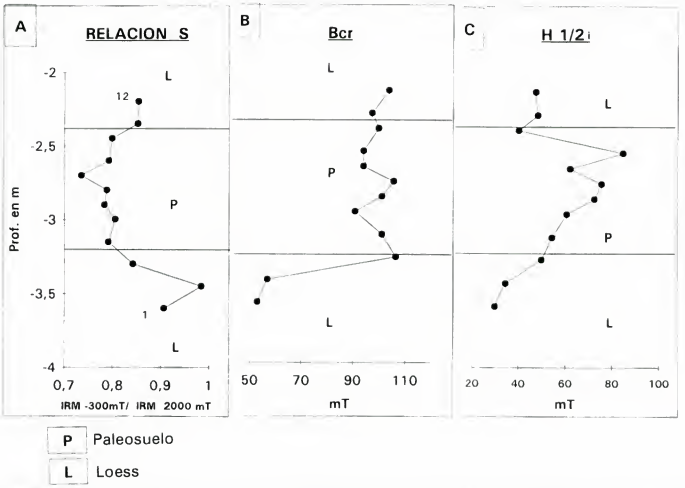


Figura 3: a, Relación S [s ratio=(IRM -300mT/ IRM 2T] de especímenes provenientes de los niveles muestreados; **b,** Coercitividad de la remanencia (Bcr) de especímenes provenientes de los niveles muestreados; **c,** Campo medio de adquisición de la SIRM (H1/2) de especímenes provenientes de todos los niveles muestreados.

ron en sumergir la muestra, magnetizada previamente, en aire líquido, y luego monitorear su magnetización, a medida que se calentaba hasta temperatura ambiente en campo magnético nulo. Estas mediciones muestran ascensos en la magnetización inicial, que en algunos casos triplica su valor. Este comportamiento conspicuo, es característico de la goethita (Dekkers 1988; Özdemir y Dunlop 1996) . Ejemplos de este comportamiento magnético pueden observarse en la Fig. 4. En las muestras de loess infrayacente, el incremento en la magnetización inicial es muy pequeño, en el material perteneciente al paleosuelo el valor aumenta hasta llegar casi a triplicar el valor inicial. En los niveles 11 y 12 (loess suprayacente) se observó un incremento de la magnetización inicial del orden del 50%. No se detectó fehacientemente goethita en los niveles de loess infrayacente aquí analizados.

Test de Lowrie

El test de Lowrie (Lowrie 1990) permite identificar diferentes mineralogías mediante el estudio de las fuerzas coercitivas de remanencia de una muestra, sometiéndola a tres diferentes campos magnéticos en direcciones mutuamente ortogonales y luego aplicarle procesos de desmagnetización térmica. Se aplicaron campos de 0,3T, 2,3T y 4T con el objeto de separar las componentes de baja, intermedia y alta coercitividad, respectivamente; posteriormente se efectuaron desmagnetizaciones térmicas con lavados progresivos desde 100° C hasta 700° C cuando ello fue posible.

En gran parte de los especímenes tratados se infirieron transformaciones mineralógicas durante el proceso de calentamiento. Ello se puso de manifiesto por un marcado incremento del magnetismo remanente residual durante el tratamiento y variaciones bruscas en la susceptibilidad magnética (> a 1 orden de magnitud).

No obstante lo expresado en el párrafo precedente algunas observaciones pudieron efectuarse. En primera instancia en todos los niveles muestreados se encontraron minerales magnéticos de alta, media y baja coercitividad. Las intensidades mayores co-

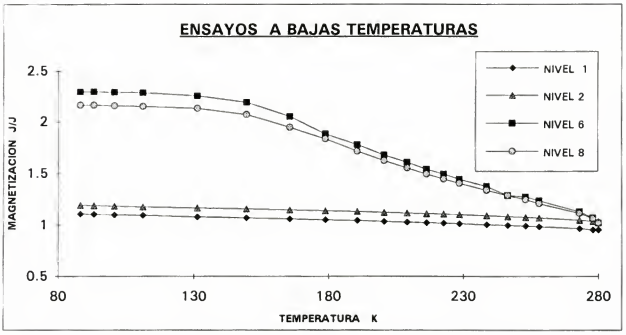


Figura 4: Comportamiento magnético de la SIRM a bajas temperaturas: temp. aire líquido a temp. ambiente.

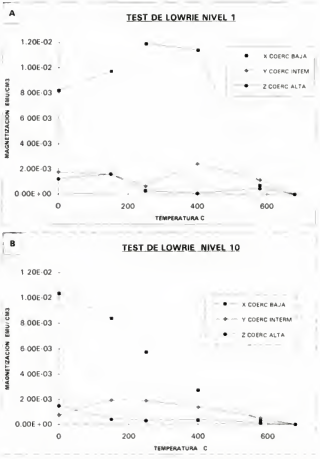


Figura 5: Test de Lowrie (1990) en los especímenes provenientes de **a)** nivel 1 (loess) y **b)** nivel 10 (paleosuelo).

rrespondieron siempre a los de baja coercitividad. En aquellas muestras que no mostraron variaciones significativas de susceptibilidad durante el tratamiento se observaró que las curvas de desmagnetización térmica de los minerales de baja coercitividad son consistentes con magnetita y titanomagnetita, ya que ellas muestran un espectro de temperaturas de bloqueo correspondientes a los citados minerales (Dankers 1978) . Como ejemplo, puede observarse en la Fig. 5a el comportamiento de una muestra proveniente del nivel 1 (loess); el espectro de temperaturas de bloqueo corresponde a magnetita (aprox. 580° C). En la Fig. 5b (nivel 10 de paleosuelo) se observan espectros de temperaturas de bloqueo que son consistentes con la presencia de titanomagnetitas (rango entre 200° y 580° C).

Análisis químicos

Para realizar la determinaciones, las muestras fueron molidas en mortero de ágata y secadas a 100-105° C. Los siguientes métodos fueron utilizados:

Férrico y manganeso: Disgregación ácida y absorción atómica. Medidas contra estándares ANDESITA AGV-1 , GRANITO G-2 y W 1 (U.S. Geological Survey). Incerteza del método: 0.02% (Fig. 6d)

Ferroso: Volumétrico del U.S. Geological Survey. Incerteza del método: 0.05 %. (Fig. 6b)

Como puede observarse en las citadas figuras, los contenidos de los elementos determinados no varían sustancialmente a lo largo de la columna sedimenta-

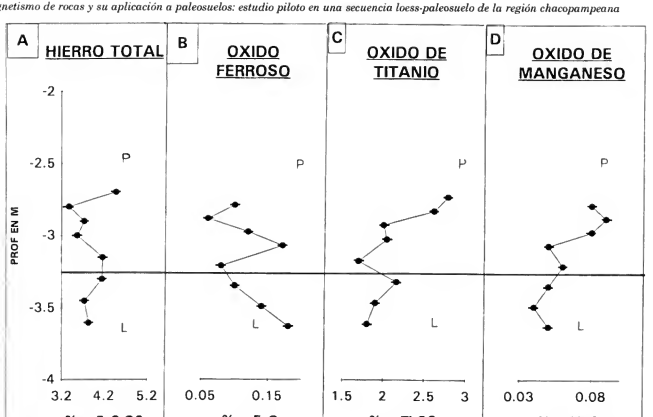


Figura 6: Análisis químicos, **a)** hierro total, **b)** hierro II, **c)** óxido de Ti, **d)** óxido de Mn.

ria. El contenido de hierro total (Fig. 6a) se mantiene en alrededor del 3,5 % en todos los horizontes. De los resultados obtenidos, se puede inferir que el hierro no sufrió procesos migratorios importantes, no observándose zonas de acumulación.

Resultados de rayos X

Muestras provenientes de los niveles 2 y 9 fueron analizadas mediante rayos X. Se utilizó un difractómetro Philips 1130. Una de las muestras se repitió utilizando equipo automático Siemens 5000, obteniéndose resultados similares.

Los minerales identificados fueron: illita, smectita, cuarzo, plagioclasas. Además, dadas las características de la radiación de fondo y su comportamiento frente a los cambios de tubo, se consigna la presencia de vidrio. Se detectó la posible presencia de magnetita, observándose reflexiones que podrían pertenecer a hematita y goethita. En el caso de mezclas de minerales con fases francamente mayoritarias, con muchas líneas (p.ej.: feldespatos), la identificación de componentes muy minoritarios (como los minerales ferromagnéticos objeto de este estudio) es muy dificultosa.

Discusión de los resultados

Las magnitudes de los parámetros indicadores de las fuerzas coercitivas (Bcr, H1/2; Fig. 3b y 3c), observadas en el paleosuelo estudiado, indican que no es posible asignarle dichas propiedades magnéticas a una fracción representada por titanomagnetitas y/ó magnetita; los espectros de fuerzas coercitivas encontrados superan los valores máximos atribuidos a estos minerales. Cabe asignarlos entonces a una mezcla de minerales de altas y bajas fuerzas coercitivas, esto es la participación materiales antiferromagnéticos: como hematita y/ó goethita.

En particular la goethita es una variedad mineral de hidróxido de hierro; las otras dos variedades, lepidocrocita y akagaenita, son paramagnéticas y no contribuyen a las fuerzas coercitivas, ya que no poseen remanencia. Las pruebas a bajas temperaturas efectuadas (Fig. 4) han aportado datos que permiten inferir la presencia de goethita (Dekkers 1988); la magnetización remanente a baja temperatura aumenta a medida que se penetra en el paleosuelo lo que estaría indicando un aumento progresivo en la cantidad de goethita.

La generación de goethita en los suelos, ocurre por diversos procesos: meteorización de los silicatos de Fe, oxidación de magnetita, sulfatos y carbonatos de Fe e hidratación de hematita (Zitzmann 1978; Dekkers 1988).

El decrecimiento en el paleosuelo de parámetros como X y Mrs están señalando una disminución de la fracción ferrimagnética presente. Ello sumado a la aparición de goethita en los mismos niveles estaría sugieriendo la alteración parcial de magnetitas y/o titanomagnetitas con una consecuente génesis de goethita. El hecho que la presencia de dicho mineral no sea observado en las curvas de desmagnetización térmica (transformación a 200° C, Dekkers 1988) puede deberse a que es enmascarada en la magnetización remanente por la fracción ferrimagnética, más abundante y de baja coercitividad.

De los resultados obtenidos, se puede entonces afirmar que el palesuelo estudiado tienen como componente magnético principal a la magnetita-titanomagnetita, cuya señal es la más importante. Sin embargo, superpuesta a esta señal se detecta la presencia de otros minerales como la goethita. El aporte de la fracción paramagnética, en la susceptibilidad no sería despreciable dada la gran cantidad de dichos minerales presentes.

De los datos analizados se pueden inferir que la diferencia en el comportamiento de la susceptibilidad del paleosuelo aqui estudiado de la llanura Chaco-pampeana, comparada con los de China, obedece al origen diferente del material parental, pero no a diferencias sustanciales en los procesos relacionados a un cambio climático.

Conclusiones

Los procesos pedogenéticos que se dan en los paleosuelos de la Prov. de Buenos Aires y en China, dan lugar a cambios mineralógicos que pueden ser detectados por la variación de las propiedades magnéticas, que si bien son diferentes por tener distinto material parental pueden ser atribuidas a causas similares. Por lo tanto los estudios de magnetismo ambiental pueden ser aplicados a estudios paleoclimáticos. El método magnético ha resultado el más sensible para encarar este tipo de estudios en sedimentos tipo loess-paleosuelos.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento a la Universidad de Buenos Aires (UBA) (subsidio UBACYT ex 012); al Laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel Valencio" del Depto. de Ciencias Geológicas de la Facultad Ciencias Exactas y Naturales de la UBA; al CIRGEO (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas- CONICET); y al CONICET.

Asimismo, agradecen a los árbitros: H. Bonhel (México) y Jaume Dinarés Turell (España) por sus valorables comentarios que han contribuído a mejorar este manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Ameghino, F., 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la Rep. Argentina. Academia Nacional de Córdoba: 1027 p.

Banerjee, S. K., Hunt, C.P. y Xiu-Ming Liu, 1993. Separation of local signal from the regional paleosoon recorded in the Chinese plateau: a rock magnetic approach. Geophysical Research Letters, 20 (9): 843-846.

Dankers, P. H. M., 1978. Magnetic properties of dispersed natural iron-oxides of known grain-size. Ph.D. Thesis, University of Utrecht, 143 p. Utrecht.

Dekkers, M. J., 1988. Some rock magnetic parameters for natural goethite, pyrrhotite and fine grained hematite. Geologica Ultraiectina, N 51. Ph. D. Thesis, University of Utrecht, 231 p. Utrecht.

Frenguelli, J., 1957. Loess y limos pampeanos. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Serie Técnica y Didáctica, 7, 88 p. La Plata.

Hunt, P. C., Banerjee, S. K., Han J., Solheid, P. A., Oches, E., Sun, W. y Liu, T., 1995. Rock magnetic proxies of climate changes in the loess-paleosol sequences of western Loess Plateau of China. Geophysical Journal International, 123: 232-244

Lowrie, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercitivity and unblocking temperatures properties. Geophysical Research Letters, 17: 159-162

Mullins, P., 1977. Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil sciences. Journal of Science, 14: 179-187.

Nabel, P.; 1996. Aspectos ambientales registrados en los suelos de la región pampeana. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 51 (2): 147-155. Buenos Aires.

O'Reilly, W., 1984. Rock and mineral magnetism. Chapman and Hall, 220 p. New York.

Orgeira, M. J., Walther, A. M., Vásquez, C. A., Di Tommaso, I. M., Alonso, S., Sherwood, G., Yuang Hu y Vilas, J. F. A, 1996. Magnetismo ambiental: loess y paleosuelos de la Formación Buenos Aires (Provincia de Buenos Aires). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53 (1): 91-100.

Özdemir, O. y Dunlop, D. J., 1996. Thermoremanence and Néel temperature of goethite. Geophysical Research Letters, 23 (9): 921-924.

Parodi, L. J. y Parodi Bustos, 1952. Apuntes para la geología de la costa atlántica de la Pcia. de Buenos Aires, con descripción de la Fm. Malacara. Anales de la Sociedad Científica Argentina, 153, (4): 139-156, Buenos Aires.

Verosub, K.L., Fine, P., Singer, M.J. y TenPas, J., 1993. Pedogenesis and paleoclimate: interpretation of the magnetic susceptibility record of Chinese loess-paleosol sequences. Geology, 21: 1011-1014

Xiuming, L., Shaw, J., Tungsheng, L. y Heller, F., 1993. Magnetic susceptibility of the Chinese loess-paleosol sequence: environmental change and pedogenesis. Journal of the Geological Society, 150: 583-588

Zitzmann, A., 1978. The iron ore deposits of Europe and adjacent areas. Vol 2. Bund. Geowiss. Rohst. 386 p. Hannover (Schwizepart).

Recibido: 28 de noviembre, 1996
Aceptado: 25 de febrero, 1998

Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53 (1): 91-100 (1998)

Magnetismo ambiental: loess y paleosuelos de la Formación Buenos Aires (Provincia de Buenos Aires)

M. J. ORGEIRA [1], A. M. WALTHER[1], C. A. VÁSQUEZ[1,2], I. M. DI TOMMASO, S. ALONSO[1], G. SHERWOOD[3], Hu YUANG [3] y J. F. A. VILAS[1,2]

[1] *Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.*
[2] *Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.*
[3] *John Moores University, Liverpool, Reino Unido.*

ABSTRACT. *Environmental magnetism: loess and paleosols of the Buenos Aires Formation (Province of Buenos Aires).* Diagenetic and/or pedogenetic processes produce ferromagnetic phases and/or the dissolution of magnetic minerals. The identification of these magnetic minerals, their grain size and variations through a sedimentary profile enable the determination of the climatic changes that took place during deposition. The results presented here were obtained from a 7.6 m thick profile of typical loess (Buenos Aires Formation, Brunhes magnetic age) located beneath the city of Buenos Aires (Cerviño street). On the basis of the variation of the magnetic properties [susceptibilities, isothermal remanent magnetization (IRM), coercivity of the remanence (Bcr), remanent acquisition coercive force (H'cr), Sratio, saturation isothermal remanent magnetization (SIRM), low temperature properties, coercivity force (Bc), and magnetization of saturation (Ms), among others] a decrease of ferrimagnetic (magnetite), and an increase of antiferromagnetic (goethite) minerals was observed in the palaeosol levels of the outcrop. Similar magnetic variations were detected in some others levels of the profile, previously not related to palaeosol formation.

Introducción

El magnetismo ambiental ha sido decisivo en la determinación de la fracción mineralógica diagenética ferromagnética estrechamente vinculada a las fluctuaciones climáticas (Banerjee *et al.* 1993; Maher y Thompson 1991; Hunt *et al.* 1995; Verosub y Roberts 1995; entre otros).

La aplicación de técnicas como las incluidas en los estudios de magnetismo ambiental, se justifica en el hecho que, frecuentemente, los minerales diagenéticos ferromagnéticos se encuentran en muy baja proporción y en tamaños de grano muy pequeños . Debido a ello con técnicas sedimentológicas clásicas o difractrometría de rayos X es sumamente complejo detectarlos.

Por otra parte, el Fe es un elemento cuyo estado de oxidación es un excelente indicador del microclima de un suelo (Duchaufour 1975); consecuentemente, la detección de una fracción ferromagnética diagenética, así como las fluctuaciones en la fracción ferromagnética detrítica a la largo de un perfil sedimentario, son excelentes indicadores de las variaciones paleoambientales acaecidas en el lapso de depositación y diagénesis del material en cuestión.

La presente contribución contiene información obtenida de un perfil ubicado en el subsuelo de la ciudad de Buenos Aires. Una excavación realizada con fines edilicios, en la calle Cerviño esquina Godoy Cruz (cota 5 m s.n.m.), puso al descubierto una secuencia de loess asignable a la Fm. Buenos Aires.

El perfil estudiado, de 7,6 m de potencia, tiene una edad magnética Brunhes (<0,78Ma), determinada sobre la base de un estudio paleomagnético efectuado en esa misma excavación. Se muestrearon 54 niveles estratigráficos sucesivos de 14 cm de potencia aproximada cada uno.

En el campo se observaron macroscópicamente dentro del perfil, integrado masivamente por loess, dos niveles conspicuos de paleosuelos. Los niveles 13 a 14 corresponden a un paleosuelo inferior, y los niveles 50 a 54 de un paleosuelo superior (Fig. 1).

Estudio magnético: métodos empleados y resultados obtenidos

Con el material sedimentario proveniente de los 54 niveles estratigráficos muestreados fueron preparados 6 especímenes (2,5 cm de altura y diámetro) por nivel, los que fueron utilizados para las diferentes experiencias que se detallan a continuación.

Susceptibilidad magnética

Se midió la susceptibilidad magnética a dos frecuencias: 470 Hz y 4700 Hz. Los valores obteni-

0004-4822/98 $00.00 + 00.50 © 1998 Asociación Geológica Argentina

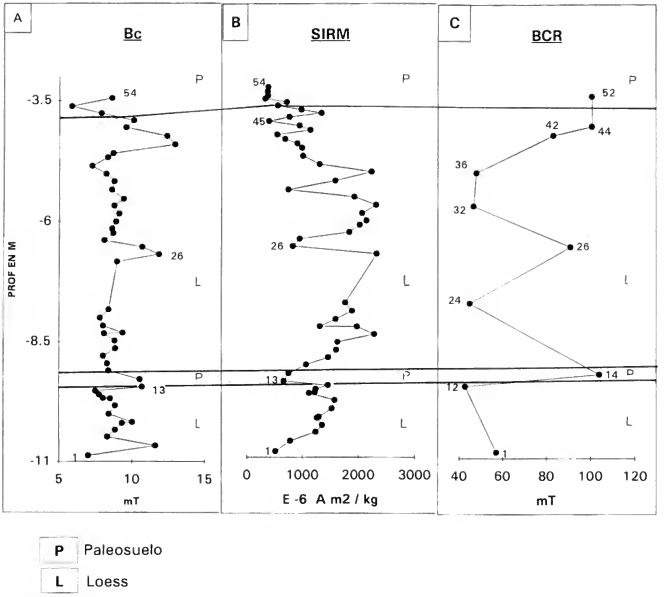


Figura 1: a, susceptibilidad magnética medida a dos frecuencias (baja 470 y alta 4700Hz); **b,** % susceptibilidad paramagnética calculada a partir de mediciones con VSM *(vibrating sample magnetometer)*; **c,** Magnetizacion de saturación Ms.

dos fueron normalizados a peso. En la Fig. 1a se representan los valores normalizados. Se observó que prácticamente no existen diferencias notables en las lecturas a diferentes frecuencias. El factor F (susc. 470 Hz - susc 4.700 Hz/ susc 470 Hz) calculado es inferior al 8% en todos los niveles analizados, por lo cual de las mediciones de susceptibilidad en este rango puede descontarse la presencia de una fracción superparamagnética (Heller *et al.* 1991).

En los niveles de paleosuelos inferior (13 y 14) y superior (50 a 54) se observa un notable descenso de la susceptibilidad magnética. Asimismo, en otros niveles del perfil, sin rasgos macroscópicos de edafización se aprecian decrecimientos análogos (en particular niveles 1 y 2; 26 y 27).

Dadas las características intrínsecas de la susceptibilidad total no es posible atribuir a una sola causa estos descensos observados. Podrían deberse a una menor concentración de la fracción ferromagnética, a cambios mineralógicos, ó a una variación en el tamaño de grano de la citada fracción.

Ciclo de histéresis y parámetros asociados

Por otra parte, mediante mediciones de ciclo de histéresis se determinó la susceptibilidad de la frac-

ción paramagnética. En particular estas mediciones (al igual que la coercitividad y la magnetización de saturación) fueron efectuadas en todos los niveles muestreados con excepción de los niveles impares del 40 al 54. En la Fig. 1b se representan las variaciones del porcentaje de la susceptibilidad paramagnética en la susceptibilidad total. Como se desprende de la citada figura en los sectores de paleosuelos hay un incremento relativo de la suceptibilidad paramagnética; en otras palabras, una disminución de la susceptibilidad ferromagnética. Esta disminución puede atribuirse a diversos factores, entre ellos, a una menor concentración de minerales ferrimagnéticos.

La observación de los ciclos de histéresis obtenidos ponen de manifiesto las variaciones, a lo largo del perfil estudiado, de las diversas concentraciones relativas de la fracción paramagnética, ya observadas en el perfil de susceptibilidad paramagnética. A modo de ejemplo, en la Fig. 2 puede verse el marcado contraste entre el ciclo del nivel 30 correspondiente a loess (Fig. 2a) y el del nivel 51 correspondiente al paleosuelo superior (Fig. 2b). En este último la marcada pendiente de las colas del ciclo indica una fuerte contribución de minerales paramagnéticos en el mismo.

En la Fig. 1c se representan los valores de magnetización de saturación (Ms) normalizada a peso de

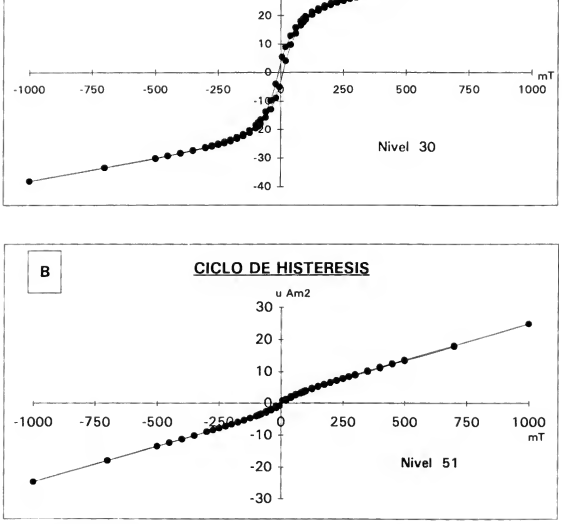


Figura 2: Ciclo de histéresis correspondientes a los niveles a) 30 (Loess) y b) 51 (paleosuelo)

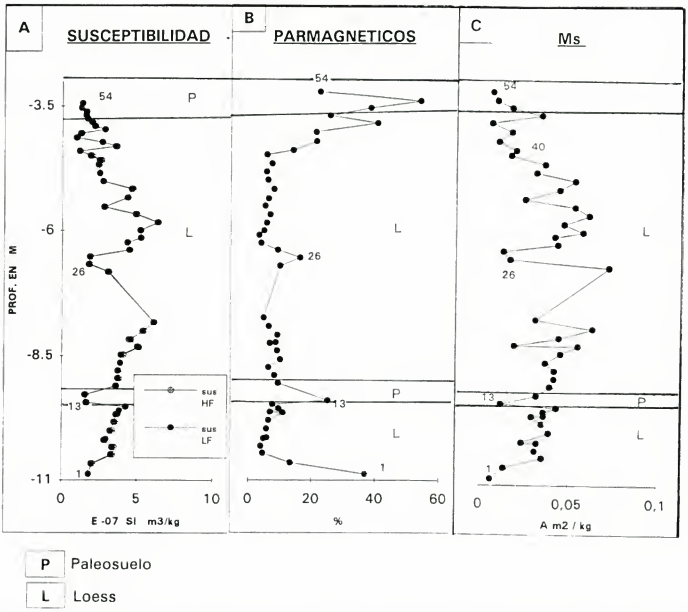


Figura 3: a, Coercitividad (Bc) de especímenes provenientes a todos los niveles muestreados; **b,** Magnetización remanente isotérmica de saturación (SIRM)) de especímenes provenientes de todos los niveles muestreados; **c,** Coercitividad de la remanencia (Bcr) de especímenes provenientes de todos los niveles muestreados.

los diversos niveles muestreados. Nótese en esta figura como nuevamente se observan marcados descensos de Ms en los niveles identificados en el campo como paleosuelos, así como también en aquellos otros en donde se registraron descensos de la susceptibilidad. Si bien en esta propiedad extensiva existe una influencia por la contribucion de la fracción paramagnética, en sentido amplio los descensos observados estarían indicando una disminución de la fracción ferromagnética total en los sectores observablemente edafizados, y en otros con características magnéticas análogas (niveles; 1, 2 y 3; 26 y 27; 40 a 45).

En la Fig. 3a se representan la coercitividad (Bc) de cada uno de los niveles muestreados. Claramente se observa un incremento de esta propiedad en niveles de paleosuelos (13 y 14, y 54) así como en los otros niveles ya referidos en las propiedades analizadas precedentemente (base del perfil, niveles 26 y 27, etc.). Los valores que alcanza en estos sectores el Bc (con excepción de los niveles 1 y 53 que presentan valores anómalos) son superiores a los esperables para una fracción ferrimagnética representada por magnetita multidominio (Roberts *et al.* 1995); dichos valores podrían estar indicando que en los niveles de paleosuelos existe una mezcla de componentes ferrimagnéticas y antiferromagnéticos subordinados (como hematita y/o goethita).

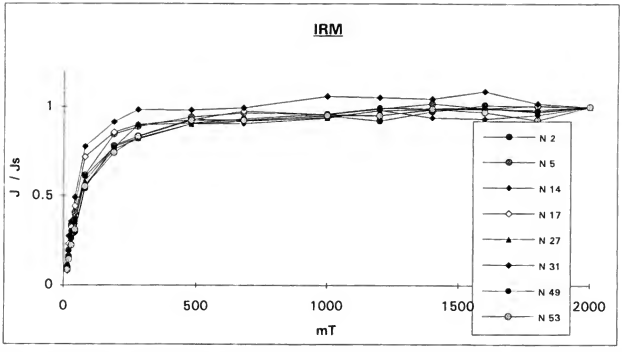


Figura 4: Curvas de adquisición del magnetismo remanente isotérmico (IRM) de especímenes provenientes de diversos niveles muestreados.

Magnetización remanente isotérmica (IRM) y propiedades asociadas

Se efectuaron diversos estudios de tal forma de analizar el comportamiento magnético de los niveles muestreados a la aplicación de campos magnéticos a temperatura ambiente. Se magnetizaron las muestras con campos desde 5mT a 2T en etapas crecientes sucesivas luego de cada una de las cuales se midió el magnetismo remanente isotérmico (IRM).

En la Fig. 4 se han graficado las curvas de IRM de un grupo de muestras cuyo comportamiento es representativo de la secuencia. Los valores graficados están normalizados a peso y a la magnetización remanente de saturación a 2,3 T(SIRM). La forma de las curvas obtenidas indica que en toda la secuencia estudiada se encuentra presente una fracción ferrimagnética (Dankers 1978). Es de destacar que en este tipo de ensayos una fracción antiferromagnética subordinada podría no ser detectada pues estaria enmascarada por la fracción ferrimagnética; ello es debido a la marcada diferencia de susceptibilidad magnética entre ambos componentes (susceptibilidad magnética de ferrimagnéticos >> susceptibilidad magnetica de antiferromagnéticos).

En la Fig. 3b se representan los valores de saturación de la IRM a 2,3 T(SIRM) de todos los niveles estudiados en función de sus respectivas posiciones estratigráficas. En los sectores de paleosuelos inferior y superior se detectan notables decrecimientos. Nuevamente el comportamiento magnético de los paleosuleos se repite en otros sectores específicos del perfil (niveles 1 y 2; 26 y 27; 42 y 45). Estos descensos en el SIRM se atribuyen a una disminución en la cantidad de minerales ferrimagnéticos presentes en los citados sectores.

Posteriormente a los ensayos hasta aquí mencionados se realizaron experiencias con campos inversos (*back field*) en algunos niveles de interés. Se seleccionó un nivel de cada paleosuelo observado en el campo (niveles 14, 52), así como también un nivel de cada sector del perfil con comportamiento magnético análogos a los de los paleosuelos citados (niveles 1, 26 y 44) y otros niveles de comparación (niveles 12, 24, 32, 36 y 42) de loess.

Sobre la base de los ensayos de campo inverso se calcularon las coercitividades de la remanencia (Bcr). En la Fig. 3c se representan los Bcr en función de las posiciones estratigráficas de los niveles estudiados. Nótese el marcado incremento en este parámetro magnético intensivo en los paleosuelos observados en el campo (niveles 14 y 52), así como también en aquellos sectores con comportamiento magnético análogo (niveles 26 , 44 y menos conspicuo en el nivel 1).

Por otra parte los valores de coercitividad de la remanencia encontrados en estos niveles de interés (100 mT aproximadamente) son superiores a los de minerales ferrimagnéticos (Dankers 1978; Roberts *et al.* 1995). Estos valores de Bcr serían compatibles con los de una mineralogía ferromagnética constituida por una fracción ferrimagnética mayoritaria (re-

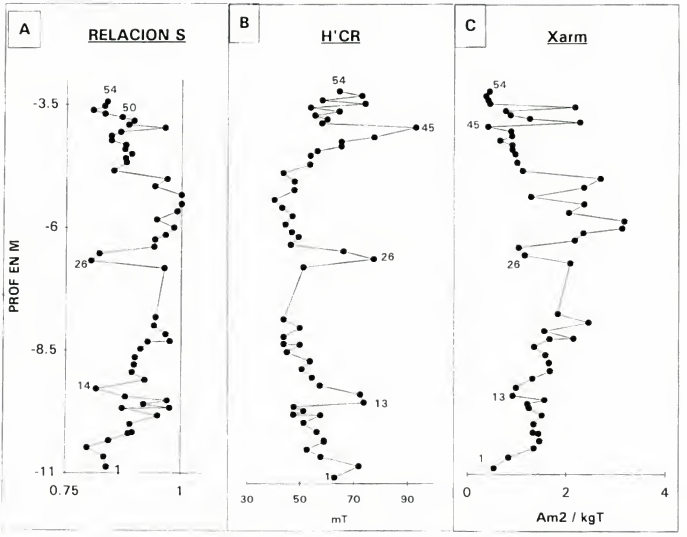


Figura 5: a, Relación S [s ratio=(IRM -300mT)/ IRM 2T] de especímenes provenientes de todos los niveles muestreados; **b,** Campo medio de adquisición de la SIRM (H1/2) de especímenes provenientes de todos los niveles muestreados; **c,** Susceptibilidad de la magnetización remanente anhistérica de especímenes provenientes de todos los niveles muestreados.

presentada por magnetita) y una fracción antiferromagnética subordinada (representada por hematita y/o goethita).

En contraposición, los Bcr calculados para niveles de loess (entre 40 y 60 mT) son compatibles con los de magnetita (Dankers 1978; Roberts *et al.* 1995).

Por otra parte se calculó la relación S (S *ratio*) para todos los niveles muestreados. Esta relación [(IRM_{-300})/SIRM) es cercana a 1 para una mineralogía ferrimagnética y es menor a 1 para una antiferromagnética (King y Channell 1991; Verosub y Roberts 1995). En la Fig. 5a se representa la relación S en función de la posición estratigráfica de los niveles muestreados. Nótese como claramente en los paleosuelos inferior y superior esta relación es significativamente menor a 1. Esta obervación es extensible nuevamente a otros sectores del perfil que han manifestado características magnéticas análogas a los paleosuelos (nivel 3, 26 y 27). Las inflexiones decrecientes en la curva aquí presentada indican la presencia de una fracción antiferromagnética en los paleosuelos y en los sectores magnéticamente asociados.

Otra propiedad calculada en los ensayos de IRM es el campo medio al cual se adquirió el 50% de la SIRM. Este propiedad, llamada H'cr, es utilizada para determinar la naturaleza de los minerales ferromagnéticos presentes puesto que es indicativa de las fuerzas coercitivas de estos minerales. En la Fig. 5b se representan las fluctuaciones del H'cr en función de las posiciones estratigráficas de los niveles analizados. Nótese como se observan incrementos en los paleosuelos inferior y superior así como también en los otros niveles magnéticamente análogos. Estos in-

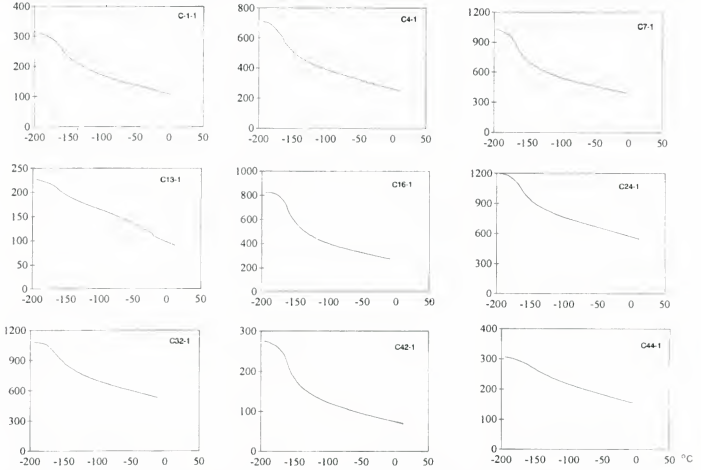


Figura 6: Ensayos a bajas temperaturas: determinación de transición de Verwey; comportamiento de la magnetización remanente isotérmica (1T) desde temperatura de N líquido a temperatura ambiente.

crementos alcanzan valores superiores a los esperados para una mineralogía magnética representada por magnetita (Dankers 1978) . Ello está señalando la presencia en estos sectores de una fracción antiferromagnética asociada.

Finalmente, se magnetizaron especímenes de todos los niveles muestreados con un campo continuo (0,1 mT) simultáneamente con un campo alterno linealmente variable entre 0 y 100mT. Sobre la base de esta experiencia se determinó la magnetización remanente anhistérica (ARM). La X_{ARM} (ARM/campo continuo aplicado) está representada en la Fig 5c. Este tipo de magnetización (ARM) es adquirida con mayor eficiencia por magnetita dominio simple, y en sentido amplio por minerales ferrimagnéticos (Verosub y Roberts 1995). Los descensos que se observan en la curva aquí presentada pueden asociarse a una disminución de la cantidad de minerales ferrimagnéticos presentes en esos sectores. Nuevamente, los paleosuelos superior e inferior, y los sectores de comportamiento magnético análogo a éstos, están evidenciando a través de estos ensayos, menores concentraciones de minerales ferromagnéticos con respecto a los sectores de loess.

Ensayos a bajas temperaturas

Se efectuaron ensayos de comportamiento de la remanencia magnética a bajas temperaturas. El ensayo cuyos resultados se presentan a continuación consistió en la aplicación de un campo magnético de 1 T a temperatura de Nitrógeno líquido (77° K), para luego medir las variaciones de la magnetización remanente desde la citada temperatura hasta la temperatura ambiente.

En la Fig. 6 se observa el comportamiento de un grupo de muestras representativas de la secuencia. En las muestras provenientes de los niveles de loess se ha detectado la transición de Verwey (Verwey y Haayman 1941; Halgedahl y Jarrard 1995) en tanto en las provenientes de paleosuelos (13) y de niveles de comportamiento análogo (44) no se registra esta transición.

La transición de Verwey (~118° K) se registra en magnetita tamaño multidominio; ésta destruye su magnetización al atravesar la citada temperatura debido a un cambio de la estructura cristalina de cúbica a ortorrómbica. El ensayo efectuado permite in-

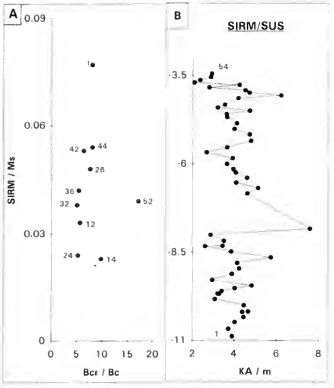


Figura 7: a, Diagrama de Day (1977); **b,** variaciones de SIRM-/susceptibildad magnética en el perfil estudiado.

ferir que la fracción ferrimagnética encontrada en el perfil está representada por el mineral magnetita; asimismo no se detecta magnetita multidominio en las muestras provenientes de los niveles de los paleosuelos estudiados.

Relaciones indicadoras del tamaño de grano de la fracción ferromagnética

En la Fig. 7a se representan SIRM/Ms *vs.* Bcr/Bc. Esta relación fue obtenida solo para un grupo de los niveles estudiados; este grupo comprende los niveles de paleosuelos inferior y superior, aquellos niveles con comportamiento magnético análogo a los paleosuelos, y algunos niveles de loess. El campo abarcado por el gráfico sería consistente con muestras portadoras de magnetita multidominio (Day *et al.* 1977).

Finalmente se calcularon los valores de la relación SIRM/susceptibilidad, ambas por unidad de masa (Fig. 7b). Los valores obtenidos en todos los niveles de la secuencia estudiada oscilaron entre 2 y 8 kA/m. Este rango es compatible con muestras cuya componente magnética principal es magnetita multidominio (Thompson y Oldfield 1986). Hasta aquí las determinaciones magnéticas efectuadas (relaciones obtenidas entre diferentes parámetros y transiciones de Verwey) indican la presencia de magnetita multidominio. El comportamiento magnético multidominio es atribuible a partículas mayores a 8 x 10^{-6} m (Hunt *et al.* 1995); en escala sedimentológica granulométrica esta dimensión es equivalente a tamaño de partícula mayor o igual a limo fino. Consecuentemente con ello se atribuye a la magnetita detectada en el perfil un origen detrítico.

Rayos X

Sedimentos provenientes de cuatro de los niveles muestreados fueron analizados por difracción de Rayos X. El objetivo fue por un lado determinar la composición mineralógica global, y por el otro evaluar en particular la utilidad de la técnica para la detección de la fracción de minerales de interés, ya que, dado el bajo porcentaje en el que estos minerales se hallarían presentes, a priori sería de aplicación no recomendable.

Los resultados obtenidos no permitieron determinar categoricamente la fracción mineralógica de interes en ninguna de las muestras estudiadas; solo en un caso se detectó una posible presencia de magnetita.

Los minerales identificados fueron: illita, smectita, cuarzo, plagioclasa y calcita en algunas de las muestras; por otra parte dadas las características de la radiación de fondo y su comportamiento frente a los cambios de tubo, se consigna la presencia de vidrio.

Como ya fue expresado anteriormente se detectó con mucha impresición magnetita en una muestra. En otros casos se encontraron reflexiones que podrian pertenecer a goethita y hematita, pero que tambien son líneas de baja intensidad de las fases mayoritarias, por lo cual la identificación no es confiable.

Discusión de los resultados

Tal como se ha descripto en los items anteriores, en los paleosuelos (niveles 13 y 14, y 50 a 54) se observaron comportamientos magnéticos conspicuos. Descensos en la susceptibilidad, Ms, ARM y SIRM se asocian con ascensos en el Bcr, H'cr y Bc. Estos resultados sumados a la relación S menor a 1, a la ausencia de transición de Verwey en estos sectores, al tipo de curvas de IRM obtenidas, y a los valores medios de todos parámetros magnéticos obtenidos indican claramente que:

En estos sectores del perfil se detectan dos fracciones magnéticas distintivas, una ferrimagnética representada por magnetita (y/o titanomagnetita) y una antiferromagnética. El mineral constitutivo de esta última fracción es probablemente goethita. Esta

aseveración se fundamenta en los resultados obtenidos por Vásquez *et al.* (1998) en un paleosuelo distante 150 m del perfil aquí estudiado, quienes determinan sobre la base de ensayos magnéticos a bajas temperatura la presencia de goethita. El comportamiento magnético análogo (valores de parámetros magnéticos comparables), así como un material parental común a ambos perfiles, permite inferir que la fracción antiferromagnética aquí detectada está representada por goethita.

Las disminuciones de los parámetros extensivos como susceptibilidad e intensidad del SIRM sugieren una disminución en los paleosuelos de la magnetita detrítica; esta disminución se relaciona con la aparición simultánea de una fracción antiferrimagnética (en este caso se asume representada por goethita) de probable origen pedogenético. Esta asociación estaría indicando que bajo condiciones climáticas más benignas, que favorecerían la acidificación (a través de ácidos húmicos) y oxigenación del medio, la magnetita detrítica es parcialmente oxidada y reemplazada por goethita.

En el perfil muestreado se observaron otros tres sectores con comportamiento magnético análogo al de los paleosuelos: un sector inferior (niveles 1, 2 y 3), uno medio (niveles 26 y 27) y uno superior (niveles 42, 43, 44 y 45). En los niveles inferior (1, 2 y 3) e intermedio (26 y 27) la consistencia de los datos magnéticos es idéntica a la de los paleosuelos. Todos los datos se conjugan armoniosamente tendiendo a indicar la presencia de las mineralogías antes citadas.

En el tercer sector superior (42, 43, 44 y 45) para un mismo nivel estratigráfico no se observa una correlación de datos tan clara como en los casos anteriores. La susceptibilidad y el SIRM (parámetros extensivos) fluctúan en este sector, lo que estaria indicando variaciones en la concentración de la fracción ferrimagnética (magnetita). Sin embargo el Bc y Bcr (parámetros intensivos) de los niveles 42 y 44 alcanza valores incluso superiores a los de los paleosuelos, lo que sugiere la presencia de una fracción antiferromagnética (goethita). Lo anteriormente descripto podría estar indicando que en este sector superior hubo generación de goethita, pero la alteración de la magnetita no fue homogénea a lo largo de todos los niveles.

En cuanto a los niveles de loess estudiados, las curvas de IRM obtenidas así como también los valores de Bc, Bcr, H'cr y relación S están indicando la presencia de una fracción ferrimagnética representada por magnetita. Los ensayos a bajas temperaturas efectuados determinan que la magnetita presente es multidominio, tamaño mayor o igual a limo fino. Este tamaño de grano atribuye al mineral en cuestión un origen detrítico (transporte eólico por vientos provenientes del SO, tradicionalmente atribuido a estos loess).

Otras relaciones calculadas (diagrama de Day y SIRM/susc) confirman los resultados obtenidos a bajas temperaturas.

Finalmente, es interesante destacar la consistencia interna que han manifestado los datos magnéticos no direccionales. Diversas propiedades obtenidas a través de ensayos distintos, utilizando diferentes equipos, coinciden en indicar la misma asociación mineralógica.

Conclusiones

Se determinó la presencia de magnetita multidominio (tamaño de grano mayor o igual a limo fino) de origen atribuiblemente detrítico.

Se determinó en los paleosuelos, macroscópicamente observables en el campo, una fracción antiferromagnética (asignable a goethita) de origen presumiblemente pedogenético, asociada a una disminución en la cantidad de magnetita detrítica presente.

En otros sectores del perfil en donde no se observaron en el campo evidencias de edafogénesis se determinó un comportamiento magnético análogo al de los paleosuelos.

Se infiere que condiciones climáticas más benignas (mayor temperatura y humedad) modificaron en estos sectores las condiciones fisicoquímicas, generando la oxidación de parte de la magnetita detrítica y génesis de goethita.

Los cambios mineralógicos detectados precedentemente no pudieron ser determinados por medio de difractometría de Rayos X. Consecuentemente se determinó la versatilidad de la metodología aquí presentada en la determinación de cambios mineralógicos ocasionados por fluctuaciones paleoambientales.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Laboratorio de Paleomagnetismo del Depto. de Ciencias Geologógicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Asimismo, agradecen las observaciones efectuadas por los árbitros, en particular a H. Bonhel.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Banerjee, S. K., Hunt, C.P. y Xiu-Ming Liu, 1993. Separation of local signals from the regional paleomonsoon record of the Chinese loess plateau: a rock-magnetic approach. Geophysical Research Letters, 20, 9: 843-846. Washington.

Dankers, P.H.M., 1978. Magnetic properties of dispersed natural iron-oxides of known grain-size. Tesis Doctoral Rijksuniversi-

teit te Utrecht, Netherlands, 143 p. (Inédito).

Day, R., Fuller, M. y Schmidt, V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependance. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 13: 260-267. Amsterdam.

Duchaufour, P., 1975. Precis de Pedologie. Masson et Cie., Editeurs, Paris VI, France.

Halgedahl, S. L. y Jarrard, R. D., 1995. Low-temperature behavior of single-domain through multidomain magnetite. Earth and Planetary Science Letters, 130: 127-139. Amsterdam.

Heller, F., Liu Xiuming, Liu Tungsheng y Xu Tongchun, 1991. Magnetic susceptibility of loess in China. Earth and Planetary Science Letters, 103: 301-340. Amsterdam.

Hunt, C. P., Banerjee, S. K., Jiamao Han, Solheid, P. A., Oches, E., Weiwei Sun y Tungssheng Liu, 1995. Rock-magnetic proxies of climate change in the loess-paleosol sequences of the western Loess Plateau of China. Geophysical Journal International, 123: 232-244. London.

King, J. W. y Channell, J. E. T., 1991. Sedimentary magnetism, environmental magnetism, and magnetostratigraphy. U.S. National Report IUGG 1987-1990. Review of Geophysics, 29: 358-370. Washington.

Maher, B. y Thompson, R., 1991. Mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosols. Geology, 19: 3-6. New York.

Roberts, A.P., Yulong Cui Y. y Verosub, K. L., 1995. Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. Journal of Geophysical Research, 100, B9: 17909-17924. Washington.

Thompson, R. y Oldfield, F., 1986. Environmental magnetism. Allen and Unwin, 227p., London.

Vásquez, C. A., Walther, A.M., Orgeira, M. J., Di Tommaso, I. M., Lippai, H., Alonso, S. y Vilas, J. F. A., 1998. Parámetros de medición del magnetismo de rocas y su aplicación a paleosuelos. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53 (1): 83-90. Buenos Aires.

Verosub, K. L. y Roberts, A.P., 1995. Environmental magnetism: Past, present and future. Journal of Geophysical Research, 100, B2: 2175-2192. Washington.

Verwey, E. J. W. y Haayman, P.W., 1941. Electronic conductivity and transition point in magnetite. Physica, 8: 979. New York.

Recibido: 28 de noviembre, 1996
Aceptado: 25 de febrero, 1998

Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53 (1): 101-116 (1998)

Las migmatitas estromatíticas de Huerta Vieja, sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina

Alina B. GUERESCHI[1,3] y Roberto D. MARTINO[2,3]

[1] *Secretaría de Ciencia y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba*
[2] *CONICET*
[3] *Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Avda. Vélez Sársfield 299, 5000 Córdoba*

ABSTRACT: *Stromatitic migmatites from Huerta Vieja, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina.* Near Huerta Vieja, on the eastern slope of Sierra de Comechingones, a body of stromatitic migmatites has textural evidence in the leucosomes and melanosomes indicating partial melting, with a strong superimposed postmigmatitic deformation. Primary and secondary structures were separated using structural analysis and petrographical criteria. The former is represented by stromatitic layering and the latter by structures developed during an intense post-migmatitic deformation, that yielded a banded fabric resembling the primary stromatitic one. Cuspate and lobate forms, of the leucosome and melanosome-mesosome respectively, are indicative of a viscosity contrast and are compared here with mullion structures produced in an early syn- to postmigmatitic deformation stage, after the solidification of the leucosome. The pervasive deformation was progressive within a simple shear regime at high-grade metamorphic conditions, developing a composite foliation and intrafolial folds with a strong sillimanite lineation parallel to the B axis. Kinematic indicators, specially S-C fabric, a late extensional crenulation cleavage, and mineral lineations, were used to deduce top to south-west movement.

Introducción

Los trabajos realizados en el ámbito de las Sierras Pampeanas de Córdoba en las zonas de alto grado, donde se han reconocido extensamente rocas anatécticas, se han concentrado principalmente en las diatexitas o migmatitas homogéneas (Gordillo 1979, 1984), prestándosele poca atención a las metatexitas o migmatitas heterogéneas, siendo que estas últimas son rocas a veces menos conflictivas de interpretar y que reflejan adecuadamente los procesos y condiciones metamórficas de su formación.

Los objetivos de este trabajo son caracterizar petrológica y estructuralmente las migmatitas estromatíticas Huerta Vieja y proponer un modelo de su evolución general.

El área estudiada se encuentra en el flanco oriental de la sierra de Comechingones y se ubica en el departamento Calamuchita, pedanías cañada de Alvarez y río de Los Sauces, provincia de Córdoba (Fig. 1). Se accede a la misma a través de la ruta nacional N° 36 o por la ruta provincial N° 5, que unen la ciudad de Córdoba con la localidad de Elena. Desde allí hacia el oeste, un camino consolidado que pasa por la localidad de Río de Los Sauces, atraviesa el paraje denominado Huerta Vieja (64° 45' long. O y 32° 30' lat. S) y termina en el distrito minero Cerro Aspero.

En el área mencionada se realizó un estudio fotogeológico y de campo de un sector de aproximadamente 100 km^2, en el que afloran rocas del complejo metamórfico-migmático, cuyo resultado es el mapa geológico de la Fig. 2a. El análisis estructural se llevó a cabo mediante estudios detallados en estaciones de observación, medición de datos estructurales y muestreo para petrografía, esta última llevada a cabo con lupa binocular y microscopio petrográfico.

Terminología

Las definiciones y terminología seguidas en este trabajo se resumen en la Tabla 1 y han sido tomadas de Mehnert (1968), Johannes (1983), Ashworth (1985) y McLellan (1988).

En las Sierras Pampeanas de Córdoba se reconocen principalmente tres tipos de migmatitas: estromatitas, nebulitas y diatexitas. Estas rocas se en-

0004-4822/98 $00.00 + 00.50 © 1998 Asociación Geológica Argentina

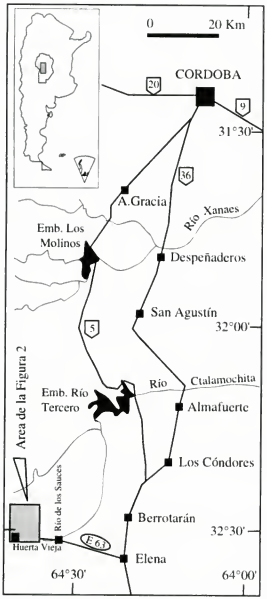


Figura 1: Mapa de ubicación.

cuentran a veces asociadas en el campo, a menudo con contactos transicionales entre sí, y se han interpretado como producto de una migmatización progresiva (p. ej. Gordillo 1984). Cabe aclarar que muchas veces en la literatura geológica de Córdoba las migmatitas bandeadas o estromatitas han sido confundidas con gneises y viceversa. Por otro lado, las diatexitas que son heterogéneas a escala del afloramiento y muestran al menos dos componentes litológicos distintos, han sido clasificadas como gneises macizos o graníticos. Este último tipo de migmatitas es común en los macizos migmáticos de las sierras de Córdoba.

Reseña geológica

La Fig. 2a muestra la distribución de las litologías y estructura general del basamento metamórfico-migmático aflorante en el área. Los gneises biotíticos granatíferos actúan a modo de roca encajonante de cuerpos irregulares de ortogneises biotíticos granatíferos, de una asociación de esquistos biotíticos granatíferos, anfibolitas y mármoles, y del cuerpo irregular de las migmatitas estromatíticas Huerta Vieja. Estas últimas son truncadas hacia el oeste por la Faja de Deformación Guacha Corral, compuesta por milonitas (Guereschi 1994) y cataclasitas.

Estas rocas están organizadas en un sistema de pliegues cerrados, con vergencias hacia el sudoeste, que pliegan a una foliación metamórfica desarrollada en condiciones de grado medio-alto a alto, cuya orientación general es NNO, buzando al este y oeste con ángulos medianos a altos. Esta foliación es truncada y retrabajada por la Faja de Deformación Guacha Corral, donde el rumbo de la foliación milonítica es norte-sur, buzando 25-30° hacia el este. El conjunto se halla atravesado por fallas (Paso Malo y Loma de Los Cocos) con rumbo general paralelo a la foliación y buzamiento subvertical, de las cuales se desconoce su cinemática.

Petrología de las estromatitas Huerta Vieja

Las zonas más típicas de afloramiento se encuentran en el camino a Cerro Aspero, pocos kilómetros antes de llegar al puente sobre el río Guacha Corral, en el paraje Huerta Vieja (Fig. 2a).

Fotogeológicamente presentan tono gris claro y textura rugosa, levemente anisótropa. Constituyen lomas ligeramente alargadas, favorecidas por un diaclasado denso, con orientación preferencial noroeste-sudeste, que a escala del afloramiento dan un típico aspecto de "lomos de ballenas". Los contactos con los gneises que las rodean son transicionales y ocasionalmente se reconocen xenolitos de esquistos (ver descripción más adelante), gneises y cuerpos tabulares de anfibolitas.

La foliación general tiene dirección noroeste-sudeste, con buzamientos de mediano a alto ángulo hacia el noreste. Dicha foliación se organiza en una estructura estromatítica bien desarrollada a escala del centímetro (Fig. 3a), dada por la alternancia de capas leucocráticas (leucosomas), capas de color inter-

Figura 2: Mapa geológico general **(a)** y sección **(b)** de la zona de Huerta Vieja. Los números y letras indican estaciones estructurales y de muestreo para petrografía.

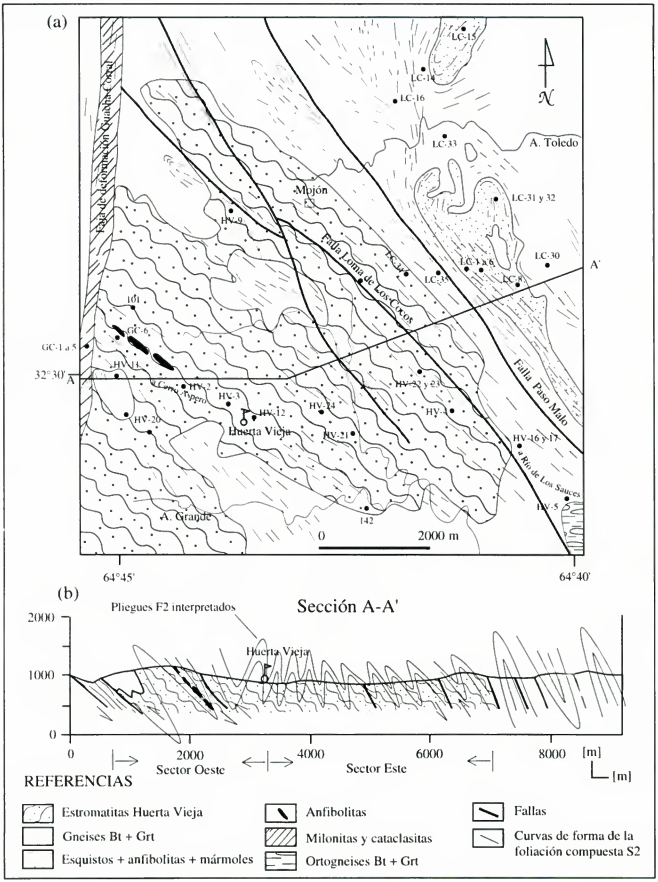

(a)
Falla de Cabalcuta Quebrada Grande
LC-15
LC-14
LC-16
LC-33
A. Toledo
Mojón
LC-31 y 32
HV-9
Falla Loma de Los Cocos
LC-34
LC-1 a 8
LC-30
LC-35
LC-9
A'
HV-1
GC-6
GC-1 a 5
32°30'
A
HV-11
Loma Negra
HV-2
HV-3
HV-22 y 23
HV-20
HV-12
HV-24
HV-4
Huerta Vieja
HV-21
Falla Paso Malo
HV-16 y 17
Río de Los Sauces
HV-5
A. Grande
142
0
2000 m
64°45'
64°40'
(b)
Sección A-A'
Pliegues F2 interpretados
Huerta Vieja
2000
1000
0
0
2000
4000
6000
8000
[m]
Sector Oeste
Sector Este
REFERENCIAS
Estromatitas Huerta Vieja
Gneises Bt + Grt
Esquistos + anfibolitas + mármoles
Anfibolitas
Milonitas y cataclasitas
Ortogneises Bt + Grt
Fallas
Curvas de forma de la foliación compuesta S2

Tabla 1: Partes de una migmatita

Términos descriptivos:

Leucosoma:	Porción de color claro de una migmatita, rica en cuarzo y feldespatos.
Melanosoma:	Porción de color oscuro presente en algunas migmatitas, rica en minerales máficos tales como biotita, hornblenda, cordierita, granate, sillimanita, etc.
Neosoma:	Leucosoma + melanosomas. Porción neoformada de una migmatita.
Mesosoma:	Parte de un complejo migmático que no es el neosoma y tiene la apariencia general de una roca metamórfica ordinaria, de color intermedio entre el leucosoma y el melanosoma. Constituye el paleosoma de otros autores.
Complejo migmático:	Serie de rocas heterogéneas caracterizadas por una textura, estructura y composición variables, comúnmente halladas en áreas de alto grado metamórfico. La heterogeneidad no es solamente heredada de la roca original (p. ej.: estratificación original del sedimento primario), sino que se debe también a procesos de transferencia de masa por fluidos o por fusión (proceso de migmatización).

Términos interpretativos:

Paleosoma (de otros autores) y Protolito (Johannes 1988):	Roca madre hipotética a partir de la cual se desarrolló el neosoma.
Restita:	Parte geoquímicamente inmóvil que queda como residuo luego de la fusión parcial de una roca.
Resister:	Rocas en una migmatita que resistieron la migmatización debido a diferencias en su composición, textura y/o estructura respecto del paleosoma.

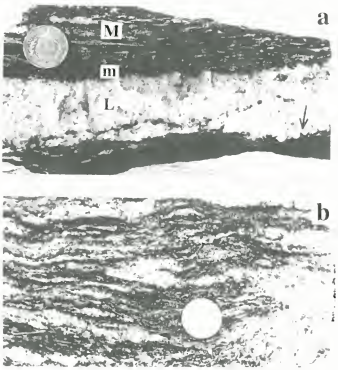


Figura 3: a, Estructura estromatítica en la que se distinguen leucosoma (L), melanosoma (m) y mesosoma (M). Notar los mulliones en la interfase leucosoma y melanosoma-mesosoma (flecha). Diámetro moneda = 15 mm. Muestra HV-3; **b,** Plegamiento intrafoliar de las estromatitas Huerta Vieja. Diámetro moneda = 22 mm. Estación HV-22.

medio (mesosomas) y finas capas melanocráticas (melanosoma). El bandeado es bastante uniforme, aunque se reconocen pliegues intrafoliares y repliegues (Fig. 3b).

Otro aspecto reconocible tanto macroscópica como microscópicamente es la presencia de planos de cizalla caracterizados por la concentración de folias alargadas de sillimanita fibrosa, a veces sericitizada, los que en conjunto definen una fábrica S-C (Lister y Snoke 1984) desarrollada en el mesosoma-melanosoma (Fig. 4a). A lo largo de dichos planos las láminas de biotita adyacentes reaccionan, se desflecan y se desferrizan, con exsoluciones de minerales opacos y óxidos de hierro, o se forman simplectitas, mientras que los granates forman colas y son remplazados pseudomórficamente por biotita, quedando sólo restos, a veces alargados, lo mismo que algunos blastos de cuarzo con forma sigmoidal. Se desarrolla así una textura milonítica sobreimpuesta a la estructura estromatítica, a la que no alcanzó a obliterar totalmente.

En conjunto, en las estromatitas Huerta Vieja predomina una fábrica planar, representada unas veces por el bandeamiento y otras veces por los planos C. A esa fábrica planar, que se identifica tanto a escala mesoscópica como macroscópica, se la ha denominado foliación compuesta S_2 (cf. Estructura).

A continuación se describirá la petrografía de cada una de las partes de la estromatita, así como de los xenolitos de esquistos que contiene. Los símbolos utilizados para designar a los minerales corresponden a Kretz (1983).

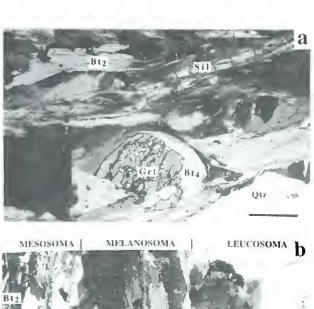


Figura 4: a, Planos S-C en el melanosoma-mesosoma: notar la abundancia de biotita (Bt_2), sillimanita prismática reemplazada por sillimanita fibrosa (Sil) y granate (Grt) con colas de reemplazo seudomórficas de biotita (Bt_4). Barra de escala = 1 mm. Muestra HV-4; **b,** Textura general del leucosoma, del melanosoma y del mesosoma. Notar los porfiroblastos de cuarzo (Qtz_2) en el leucosoma y el tamaño alcanzado por biotita (Bt_3) en el melanosoma en comparación con la del mesosoma (Bt_2). Barra de escala = 1mm. Muestra HV-21.

Mesosomas

Los mesosomas tienen anchos variables (1-5 cm), son de grano medio a fino, de color gris y poseen una estructura foliada bien desarrollada. Están compuestos por cuarzo, plagioclasa, biotita, sillimanita, granate y escaso feldespato potásico. En menor proporción se encuentran apatita, circón y minerales opacos. Dentro del mesosoma pueden desarrollarse lentes delgadas y concordantes de material del leucosoma.

Poseen textura lepidogranoblástica, con biotita y sillimanita dispuestas generalmente en fajas y orientadas preferencialmente definiendo la foliación de la roca (Fig. 4b). Dicha foliación se anastomosa alrededor del granate o de pequeñas lentes cuarzo-feldespáticas, formando colas asimétricas (fábrica S-C).

El cuarzo se presenta en dos formas: Qtz_1 como inclusiones redondeadas en núcleos de granate, y Qtz_2 como xenoblastos de grano fino (< 2 mm), con contornos irregulares, extinción levemente ondulosa y escasas inclusiones de sillimanita, biotita y circón. Además, hay cuarzo mirmequítico (Qtz_4) en los bordes de plagioclasa en contacto con feldespato potásico.

La plagioclasa también aparece en dos formas. La Pl_1 forma inclusiones en núcleos de granate. La Pl_2 es subidioblástica a xenoblástica, de grano fino (< 2 mm), con maclas polisintéticas frecuentemente deformadas, escasas inclusiones de cuarzo, biotita, sillimanita, y alteración leve a caolín y sericita.

El feldespato potásico es escaso, xenoblástico, de grano fino (< 2 mm), con contornos irregulares, maclado en enrejado difuso y escasas inclusiones de cuarzo y biotita.

La biotita se presenta con tres hábitos. La Bt_1 aparece como pequeñas laminillas incluidas en granate. La Bt_2 forma láminas subidioblásticas castañas, muy pleocroicas (< 2 mm de largo), con inclusiones de circón y minerales opacos, interdigitadas entre sí y orientadas preferencialmente. La Bt_3 forma escasas láminas anchas, dispuestas transversalmente a la foliación S_2 o remplazando pseudomórficamente granos de granate.

El granate es subidioblástico (< 3 mm de diámetro), muy fracturado y con aspecto esquelético. Se distingue un núcleo poiquilítico (Grt_1) con inclusiones de Qtz_1, Pl_1 y Bt_1 y un borde externo libre de inclusiones (Grt_2). A veces es remplazado por láminas de Bt_4, quedando sólo pequeños relictos de granate (< 0,3 mm) y minerales opacos.

La sillimanita es muy abundante, ya sea con hábito prismático o fibroso. Se identifica una sillimanita relíctica (Sil_1), ya sea como escasos prismitas incluidos en cuarzo y plagioclasa, o como prismas reemplazados total o parcialmente por fibrolita (Fig. 4a). Más comúnmente se encuentra sillimanita fibrosa (Sil_2), formando nidos o haces paralelos (folias) que se concentran tanto en los planos de esquistosidad como en los de cizalla de la fábrica S-C. A menudo está remplazada por sericita y reaccionando con biotita. La sillimanita fibrosa forma, además, paquetes largos y rectos, con fracturas transversales, que atraviesan las láminas de biotita en forma ligeramente oblicua (Sil_3).

Leucosomas

Los leucosomas son de grano grueso, blancos a rosados, con forma de vainas más o menos irregulares y espesor variable (<3 cm). Muestran contactos nítidos y plegados, con formas lobuladas hacia los melanosomas y con formas puntiagudas (*cuspate*) hacia los leucosomas, con geometrías tipo "mullión" (cf. Estructura y Fig. 3a). Están compuestos esencialmente

por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, aunque ocasionalmente se encuentran granate, sillimanita o biotita. Además, aparecen escasos cristales aislados y euhedros de apatita (< 1 mm) y circón. La textura es granoblástica, inequigranular, o porfiroblástica, con porfiroblastos de cuarzo y plagioclasa (Fig. 4b).

El cuarzo (Qtz_3) es xenoblástico, de grano medio a grueso, con contornos irregulares, suturados o lobulados, muy fracturado, con extinción ondulosa, bandas de deformación y formación incipiente de subgranos. Se reconoce también migración de bordes de granos. Algunos porfiroblastos, elongados en dirección de la foliación de la roca, llegan a alcanzar 17 mm de largo, dando un aspecto pegmatoide al conjunto. Son comunes las inclusiones de sillimanita. Es frecuente la presencia de cuarzo mirmequítico (Qtz_4) en los bordes de plagioclasa en contacto con feldespato potásico, y en algunos casos en biotita, dando bordes simplectíticos.

El feldespato potásico es xenoblástico, de grano medio (< 3 mm), a veces intersticial, micropertítico, con contornos lobulados, extinción difusa y alteración leve a sericita.

La plagioclasa (Pl_3, An_{24-28}) también es xenoblástica, en pequeños granos (< 2 mm), a veces intersticiales, o en porfiroblastos de hasta 8 milímetros de largo. Tiene contornos lobulados, maclas polisintéticas generalmente acuñadas, flexuradas o difusas, y alteración moderada a caolín y sericita. Tienen inclusiones de pequeños nidos de sillimanita y de cuarzo parcialmente resorbido. Raramente hay granos poligonales o se desarrollan antipertitas.

La biotita es muy escasa y se encuentra en láminas aisladas de color castaño, generalmente cerca del melanosoma, sin orientación preferencial (< 1 mm de largo). Algunas láminas están desferrizadas, con los bordes difusos, con minerales opacos en sus clivajes y escasas inclusiones de circón.

El granate aparece escasamente en granos subidioblásticos (< 1,5 mm de diámetro), muy fracturados y con inclusiones de biotita y cuarzo.

La sillimanita se presenta como pequeños prismas, ya sea aislados o formando pequeños nidos, generalmente incluidos en cuarzo (Qtz_3). También es frecuente la variedad fibrosa (fibrolita) formando paquetes paralelos o radiales que siguen los contactos entre granos. Puede ser remplazada pseudomórficamente por sericita.

Melanosomas

Los melanosomas tienen de 1 a 5 milímetros de espesor y forman bandas con textura lepidoblástica que limitan a los leucosomas, compuestas por abundante biotita y sillimanita, con algo de granate y escasísimo cuarzo. Además, hay melanosomas relícticos concordantes, muy delgados, dentro del leucosoma, los que pueden ser producidos por coalescencia de leucosomas adyacentes o por plegamiento intrafoliar, no habiéndose podido discriminar entre ambos procesos (Fig. 3a).

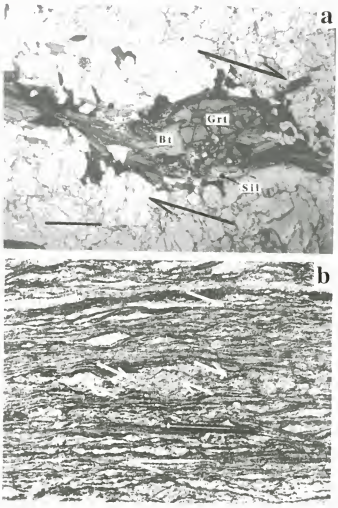


Figura 5: a, Geometría de tipo σ en granates retrogradados a biotita con una cinemática contraccional. Fotografía tomada mirando hacia el sur, con la foliación S_2 oblicua al eje de la fotografía. Barra de escala = 1 mm. Muestra HV-18; **b,** Estromatita deformada que muestra leucosomas con simetrías sigmoidales y planos C' de clivaje de crenulación extensional. El conjunto muestra una cinemática inversa. Largo del lápiz = 14 cm. Fotografía tomada mirando hacia el sur, con la foliación compuesta S_2 paralela al eje de la fotografía. Estación HV-22.

La biotita (Bt_2) forma láminas subidioblásticas de color castaño, pleocroicas, con inclusiones de circón y minerales opacos en sus clivajes. Las láminas pueden alcanzar hasta 7 milímetros de largo, siendo de mayor tamaño que en el mesosoma (Fig. 4b). En general están orientadas preferencialmente, aunque hay algunas láminas discordantes con la orientación general del melanosoma. Es frecuente que las láminas de biotita presenten bordes de reacción en contacto con las folias de sillimanita o con el leucosoma,

apareciendo entonces desferrizadas, con bordes desflecados, simplectitas y minerales opacos.

La sillimanita, generalmente con hábito fibroso (Sil_2), forma agregados paralelos dispuestos en fajas o lentes que se anastomosan entre las láminas de biotita o rodean al escaso granate, marcando tanto los planos de foliación (S) como los planos de cizalla (C). Dichos planos pueden estar afectados a su vez por crenulaciones.

El escaso granate es xenoblástico, de grano medio (< 3 mm), con formas redondeadas o lenticulares, con numerosas inclusiones de cuarzo, minerales opacos, biotita, plagioclasa y raro espinelo. Las inclusiones de pequeños minerales opacos y biotita están orientadas definiendo una foliación interna relíctica (S_1), perpendicular u oblicua a la foliación externa (S_2). Esta última se anastomosa alrededor de los blastos de granate formando colas (Fig. 4a), cuyo conjunto es interpretado como geometrías tipo σ con una cinemática contraccional (Fig. 5a).

Algunos granates están parcialmente remplazados por láminas transversales de biotita (Bt_4), a veces con simplectitas de cuarzo, quedando sólo pequeños relictos de granate.

Como inclusiones se encuentran: circón con halos pleocroicos hacia biotita; minerales opacos en granate, orientados marcando una foliación interna; y escasísimo espinelo verde, euhedro, incluido en granate.

Xenolitos de esquistos biotíticos

Son rocas esquistosas de color gris claro y grano fino, que aparecen esporádicamente a modo de xenolitos (< 1 m) en las estromatitas Huerta Vieja. Comúnmente tienen formas lenticulares y se encuentran orientados paralelamente a la foliación de la roca encajonante. Poseen muy buena foliación y delgadas venas leucocráticas, con frecuencia plegadas intrafoliarmente. El contacto con la roca hospedante (estromatita) es neto.

Están compuestos por cuarzo, plagioclasa, biotita y escaso granate en granos muy pequeños. La textura general es granolepidoblástica de grano fino. Las venas leucocráticas, compuestas por cuarzo y plagioclasa, tienen textura granoblástica de grano medio.

El cuarzo es xenoblástico (< 1 mm), generalmente con bordes rectos, aunque algunos individuos muestran contornos lobulados y difusos. Los granos tienen extinción ondulosa y forman un agregado granoblástico con puntos triples. En las venas los blastos tienen hasta 3 milímetros de largo, son límpidos, libres de inclusiones y están fracturados.

La plagioclasa es subidioblástica (< 1 mm), con maclas polisintéticas frecuentemente deformadas y alteración moderada a caolín y sericita.

La biotita se encuentra como láminas subidioblásticas de color castaño (< 1 mm), generalmente aisladas entre sí aunque muy bien orientadas, marcando la foliación plegada intrafoliarmente. Algunas láminas están levemente cloritizadas o muscovitizadas.

El granate es muy escaso y se encuentra parcialmente remplazado por coronas de plagioclasa, quedando sólo pequeños granos relícticos redondeados (< 0,2 mm).

El circón es relativamente abundante como inclusión, principalmente en cuarzo y plagioclasa. La apatita y los minerales opacos son escasos.

En síntesis, las asociaciones minerales de las estromatitas Huerta Vieja, de acuerdo con las observaciones petrográficas, son las siguientes:

Mesosoma: Qtz-Pl-(± Kfs)-Bt-Grt-Sil-Ap-Zrn-Op

Leucosoma: Qtz-Pl-Kfs-(± Sil)-(± Bt)-(± Grt)-Ap-Zrn

Melanosoma: Bt-Sil-Grt-Zrn-Op-(± Spl)

Xenolitos: Qtz-Pl-Bt-Grt-Zrn-Ap-Op

Consideraciones petrogenéticas

De acuerdo con las características texturales y mineralógicas observadas, pueden reconocerse distintas paragénesis y reacciones metamórficas en las estromatitas Huerta Vieja, las que como se verá más adelante se asignan a un ciclo progresivo de eventos metamórficos.

a) A partir de las inclusiones conservadas en núcleos de granate (Grt_1) se puede deducir la paragénesis relíctica:

$$Qtz_1 + Pl_1 + Bt_1 + Grt_1 + Op \pm Spl \quad (I)$$

Las láminas de biotita y los minerales opacos incluidos en granate se encuentran orientados preferencialmente, preservando una foliación relíctica S_1. Esta paragénesis (I) se asigna a un evento metamórfico M1 de grado medio.

b) El evento metamórfico M2, durante el cual se habría producido el pico, está representado por la paragénesis del mesosoma:

$$Qtz_2 + Pl_2 + Bt_2 + Grt_2 + Sil_1 + Kfs \quad (II)$$

y sus equivalentes en los melanosomas y leucosomas segregados.

Las láminas de biotita y los prismas de sillimanita se orientaron preferencialmente desarrollando la foliación metamórfica principal de la roca, posteriormente retrabajada por los fenómenos deformacionales, y definida como la foliación compuesta S_2.

El desarrollo de esta paragénesis corresponde al evento metamórfico M2 de alto grado. Este es el evento más importante que registra la roca y durante el cual se habría producido la migmatización, con generación de leucosomas con Kfs, Qtz_1 y Pl_3 y melanosomas restíticos con Bt_3, Grt_2 y Sil_1. Esa plagioclasa presenta en los bordes cuarzo mirmequítico (Qtz_4), formado probablemente por reacción con el feldespato potásico. Esto indica un desequilibrio entre ambos minerales, que puede interpretarse como que el feldespato potásico fue el último mineral en formarse (anatéctico) o que hubo un reajuste posterior por el cual reaccionaron ambos feldespatos.

Es difícil determinar si el feldespato potásico que aparece como blastos aislados en el mesosoma fue producido por reacciones sólidas o si cristalizó a partir de un fundido que no se segregó en leucosomas discretos. El feldespato potásico de grano fino del mesosoma tiene varias características texturales similares a las del feldespato potásico del leucosoma, sugiriendo que puede representar material fundido que no se segregó (cf. Nyman *et al.* 1995).

La paragénesis (II) indica que se habrían superado las condiciones de estabilidad de la reacción (Kerrick 1972):

Ms + Qtz = Sil + Kfs + fundido (1)

quedando las rocas dentro de la Zona de Sillimanita + Feldespato Potásico (segunda isograda de sillimanita), circunstancias en las que las rocas de composición pelítica se funden en condiciones de $P_{H2O} = 0{,}4$ P_t. Esto se ve reflejado en la ausencia total de muscovita primaria en estas rocas de composición pelítica y por la abundante presencia de sillimanita en los melanosomas y de feldespato potásico y sillimanita en los leucosomas.

A partir de la paragénesis (II) podría deducirse que se habrían alcanzado las condiciones de estabilidad de la reacción (Holdaway y Lee 1977; Turner 1981):

Bt + Sil + Qtz = Grt + Kfs + fundido (2)

Sin embargo, no se han encontrado evidencias texturales de la desestabilización de Bt + Sil + Qtz, minerales éstos que muestran equilibrio textural en todas las rocas estudiadas.

c) El retrabajo de la foliación metamórfica da origen a la fábrica S-C y produce la fibrolitización de la sillimanita (Sil_2), que se localiza en las zonas de deformación por cizalla (Vernon 1987), generando planos de flujo o "folias" donde se concentra la deformación produciendo rotura, deslizamiento y desflecamiento de los prismas de sillimanita. Este fenómeno se habría producido a altas temperaturas, en condiciones de estabilidad de sillimanita, durante el evento metamórfico M3, esencialmente dinámico. Otro mineral que registra deformación en condiciones de altas temperaturas es la plagioclasa, con sus maclas polisintéticas acuñadas o flexuradas.

d) Se produce el remplazo parcial o total de granate por biotita (Bt_4), como resultado del enfriamiento posterior al pico, durante el evento metamórfico M4 (retrógrado de grado medio.

En los gneises y migmatitas de áreas cercanas a Huerta Vieja (Guereschi 1994), así como en los esquistos conservados como xenolitos dentro de las estromatitas, es posible reconocer una reacción que produce coronas de plagioclasa alrededor de granate. Esa reacción de descompresión (Newton y Haselton 1982; Harley 1989) no se ha observado en las estromatitas Huerta Vieja, lo que podría explicarse por el empobrecimiento en minerales leucocráticos que se produce en el melanosoma, lo que habría aislado granate de plagioclasa, impidiendo así el desarrollo de la reacción.

e) Se produce el remplazo parcial de fibrolita por sericita, la alteración de feldespatos y la desferrización de biotita con exsoluciones de minerales opacos, durante el evento metamórfico M5 (retrógrado) de bajo grado.

Formación de migmatitas y las estromatitas Huerta Vieja

Las migmatitas pueden ser formadas mediante distintos mecanismos: (a) inyección de magmas de composición generalmente granítica a lo largo de los planos de foliación (migmatitas intrusivas); (b) diferenciación metamórfica a temperaturas de subsólidos por procesos químicos y/o mecánicos (migmatitas metamórficas, McLellan 1983a; Lindh y Wahlgren 1985); (c) metasomatismo, especialmente introducción de potasio, en condiciones de subsólidos o hipersólidos ("sistema químico abierto", Olsen 1983, 1985); y (d) fusión parcial (anatexis) con o sin segregación de fundidos (Mehnert 1968; Winkler 1979).

Entre los modelos mencionados, generalmente se considera a la fusión parcial como el proceso más importante responsable de la generación de leucosomas y melanosomas en una migmatita.

Algunos de los debates actuales entre los geólogos que estudian terrenos de alto grado, tanto en sus aspectos petrológicos como estructurales, se centran en el origen de las migmatitas estromatíticas o bandeadas por fusión parcial o por reacciones metamórficas en estado subsólido (cf. Tracy y Day 1988).

Mehnert (1968) explica la formación de migmatitas estromatíticas a partir de la fusión parcial, en un sistema cerrado, de un protolito homogéneo (paleosoma) que produce la generación de neosomas. En cambio, Johannes (1983) considera al protolito

como heterogéneo, el que luego a su vez se diferencia en mesosomas y neosomas (transformación isoquímica capa a capa). Esta diferencia fundamental supone que para la formación de una migmatita estromatítica sólo se funden las porciones más aptas, cercanas al eutéctico, de una roca originariamente estratificada.

Los modelos para anatexis *in situ* (McLellan 1983a) predicen que los melanosomas restíticos se desarrollan a medida que los fundidos son extraídos de los mesosomas y transferidos a los leucosomas adyacentes por un proceso de segregación por contraste de viscosidades (filtrado a presión). Es decir que la segregación de leucosomas y melanosomas discretos requeriría deformación.

El desarrollo de migmatitas estromatíticas es favorecido por la presencia de heterogeneidades composicionales preexistentes, como el bandeado gnéisico (Gupta y Johannes 1986), el que luego es mejorado por transferencia difusional de masa durante la deformación (Sawyer y Robin 1986).

Las migmatitas estromatíticas se desarrollan más frecuentemente en condiciones metamórficas de la parte más alta de la Zona de Sillimanita y la parte más baja de la Zona de Sillimanita + Feldespato Potásico, siendo más raras a grados más altos. Eso parece reflejar una "ventana de temperatura" en la cual puede ser generada la fusión pero no puede ser sobrecalentada lo suficiente para tener la movilidad como para dejar la región de origen (Tracy y Robinson 1983). La relativa escasez de migmatitas estromatíticas a grados metamórficos más altos probablemente se debe a la movilización y pérdida de los fundidos, los que migran hacia niveles corticales más someros.

Consideraciones acerca del origen de las estromatitas Huerta Vieja

La presencia de melanosomas en las estromatitas Huerta Vieja indica un origen *in situ* o con muy poca movilización, producido ya sea por anatexis o por diferenciación metamórfica. Para discriminar entre ambos procesos existen criterios texturales, estructurales, petrológicos y geoquímicos (Mehnert 1968; Hyndman 1972; Johannes 1983; McLellan 1988). En este trabajo se consideran los dos primeros, dejando los últimos para un trabajo futuro.

En las estromatitas Huerta Vieja es posible reconocer varios criterios texturales que apoyan un origen anatéctico: (a) mayor tamaño de grano en leucosomas y melanosomas que en mesosomas, en vez de tamaños de granos similares; (b) contactos netos y no gradacionales entre mesosomas y melanosomas; (c) leucosomas con homogeneidad general en la composición mineral y un rango restringido de asociaciones minerales, con enriquecimiento en minerales de bajo punto de fusión y texturas de cristalización conjunta (eutécticos). La fuerte deformación impide reconocer texturas con distribución al azar de los distintos minerales, típica de los leucosomas anatécticos, habiéndose producido en cambio una intensa orientación cristalográfica preferente en los leucosomas, principalmente del eje c de cuarzo.

Por último, las condiciones metamórficas deducidas para las Estromatitas Huerta Vieja se encuentran dentro de la Zona de Sillimanita + Feldespato Potásico, indicando claramente la posibilidad de que haya ocurrido anatexis, lo que es consistente con las condiciones regionales de 800° C de temperatura y 8 Kb de presión (Martino *et al.* 1994), que se ubican bien por encima de la curva de fusión parcial del granito. En esas circunstancias, las rocas de composición pelítica, como es el caso de las rocas estudiadas, se funden en condiciones generales de $P_{H2O} < P_t$, donde la muscovita faltante habría provisto la fase fluida necesaria para que ocurra fusión parcial. En ese contexto, los xenolitos de esquistos biotíticos pueden interpretarse como *resisters* (ver definición en Cuadro I).

De acuerdo con lo expresado, las estromatitas Huerta Vieja se pueden considerar genéticamente como metatexitas, ya que tanto en el leucosoma como en el melanosoma existen suficientes evidencias texturales como para indicar que la roca sufrió fusión parcial, las que pueden reconocerse a pesar de la fuerte deformación sobreimpuesta.

Estructura

En las rocas metamórficas puede ser dificultoso separar las estructuras primarias de las secundarias (Davis y Reynolds 1996), dado que los procesos deformacionales están íntimamente ligados a los procesos metamórficos. Sin embargo, un cuidadoso análisis textural y estructural de las rocas permite discriminar ambos tipos, como en el caso presentado aquí de las estromatitas Huerta Vieja.

La estructura primaria de las estromatitas Huerta Vieja ha sido descripta en párrafos anteriores como el bandeado composicional dado por la alternancia de mesosomas, leucosomas y melanosomas, lo que se denomina estructura estromatítica (Mehnert 1968; Johannes 1983). Esa estructura primaria ha sido posteriormente modificada por procesos deformacionales sin- a postmigmáticos, dando como resultado estructuras secundarias tales como mulliones, fábricas S-C y plegamientos, los cuales afectaron al bandeado estromatítico original obliterándolo total o parcialmente. Ya sea que predominen las estructuras primarias o las secundarias, en ambos casos se generan rocas de aspecto análogo. En lo que sigue se

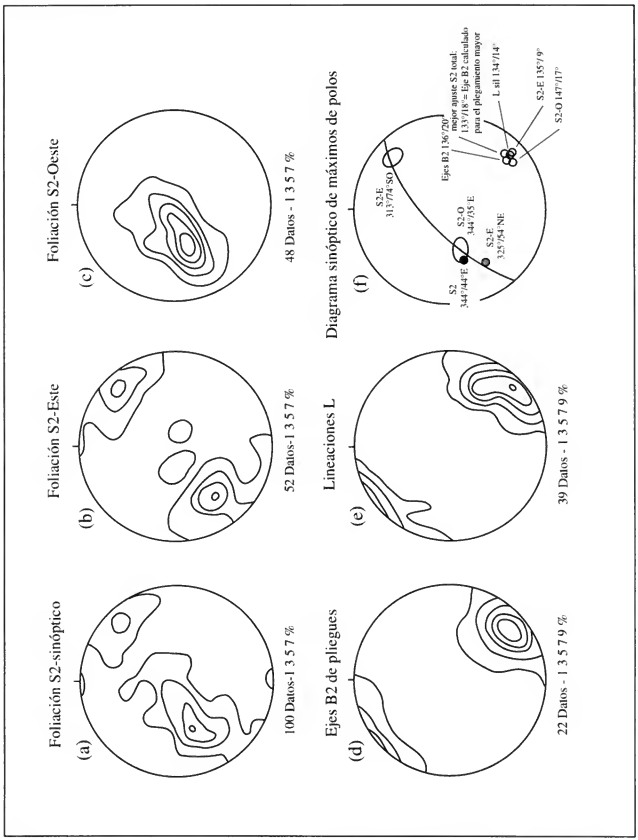


Figura 6: Diagramas estereográficos de los datos estructurales de la zona de Huerta Vieja (hemisferio inferior de la red de Schmidt). Explicación en el texto.

describirán detalladamente cada una de las estructuras secundarias reconocidas en las estromatitas Huerta Vieja.

Foliación

La foliación reconocida en el área ha sido denominada S_2 tratándose de una foliación compuesta, definida por el bandeamiento composicional de las estromatitas, el que ha sido intensamente retrabajado por cizalla, produciendo milonitización en los leucosomas y una fuerte orientación preferente en mesosomas y melanosomas, principalmente de biotita y sillimanita. Macroscópicamente este último mineral define una fábrica S-C (Lister y Snoke 1984), en la que el plano de cizalla aparece como el más desarrollado, siendo el plano medido en el levantamiento de los datos de campo. Estas foliaciones en conjunto se disponen con un rumbo aproximadamente constante NNO-SSE (N 344°/44° NE), buzando tanto al noreste como al sudoeste (Fig. 2b) en el sector este (N 313°/74° SO y N 325°/54° NE), mientras que en el sector oeste predominan los buzamientos hacia el noreste (N 344°/35° NE). Estas distribuciones se muestran en los diagramas de la Fig. 6a, b, c y f.

Internamente se reconocen mulliones, pliegues intrafoliares y lineaciones, que en conjunto definen la foliación compuesta S_2.

Se ha reconocido una foliación S_1 relíctica representada por la foliación interna en núcleos de granate, dada por la orientación preferente de blastos de cuarzo, plagioclasa, biotita, minerales opacos y escasísimo espinelo.

Mulliones

Han sido reconocidos en la interfase del leucosoma con el melanosoma (Fig. 3a). Este tipo de estructura lineal particular, generalmente poco estudiada y con una terminología prácticamente sin equivalentes en castellano, se forma debido a contrastes de viscosidades entre dos medios puestos en contacto y deformados conjuntamente (Ramsay 1977; Sokoutis 1990; Talbot y Sokoutis 1992).

En las estromatitas Huerta Vieja la interfase mencionada adopta una forma de ápices puntiagudos (*cusps*) y lóbulos redondeados (*lobated forms*), los que en conjunto adoptan en sección una forma de festón.

En la interpretación de estas estructuras, los ápices puntiagudos apuntan siempre hacia el medio de mayor viscosidad relativa (Ramsay 1977). En las estromatitas Huerta Vieja los ápices apuntan hacia los leucosomas, indicando que los mismos tenían mayor viscosidad que los melanosomas al momento de la deformación. Este hecho permite descartar la posibilidad de que los mulliones se hayan formado mientras los leucosomas estaban fundidos. Se concluye entonces que este rasgo sería de tipo secundario (deformacional), habiéndose producido cuando los leucosomas estaban en estado sólido, lo que explicaría la inversión de las viscosidades relativas que se deduce de la observación de los mulliones en la roca.

Este tipo de estructura ha sido descripto en algunos trabajos (Mehnert 1968; Stevens y van Reenen 1992) o puede observarse en las fotografías de distintas publicaciones, generalmente sin mención ni descripción (Brown 1983; Johannes 1988). Aparentemente es un fenómeno universal que se encuentra asociado a las migmatitas estromatíticas. Mehnert (1968) consideró a estas estructuras como arrastres de la roca de campo en las protuberancias convexas del leucosoma, producido por la deformación plástica del leucosoma sobre el gneis de campo. Dicho autor menciona que fueron interpretadas como pruebas de los llamados "frentes migmáticos" y especifica que se desconoce su mecánica, siendo la causa probable la separación del leucosoma del melanosoma.

Debido al tamaño milimétrico y a que no ha sido posible desmontar un leucosoma de melanosomas-mesosomas es muy difícil poder reconocer en tres dimensiones la lineación definida por los mulliones, pero a través del uso de placas pulidas observadas bajo la lupa binocular y relacionando estos rasgos con los mesoscópicos de muestra de mano y de campo, es posible establecer una dirección general subperpendicular a las lineaciones de sillimanita y a los ejes de los pliegues reconocidos (Fig. 7, Estadio 1). Esta observación indicaría que los mulliones se habrían formado previamente a dichas estructuras. Es de hacer notar que clásicamente, las observaciones de campo muestran paralelas entre sí a todas las estructuras mencionadas (Wilson 1978; Hobbs *et al.* 1981).

Lineación mineral

Sobre el plano de la foliación compuesta S_2 se reconoce una lineación penetrativa en toda la migmatita estromatítica, representada por la orientación del eje c de sillimanita. Tanto la Sil_1 como la Sil_2 conforman esa lineación, ya que la Sil_2 (fibrolita) se desarrolla a partir de la Sil_1 (prismática), siendo modalmente más abundante la Sil_2. Esta lineación es paralela a los ejes de los pliegues reconocidos, con una orientación general cuyo valor medio es N 134°/14° (Figs. 6e y f), y forma parte tanto de los planos que pueden identificarse como de foliación metamórfica (esquistosidad) como de los identificables como planos de cizalla, formando conjuntamente la fábrica S-C.

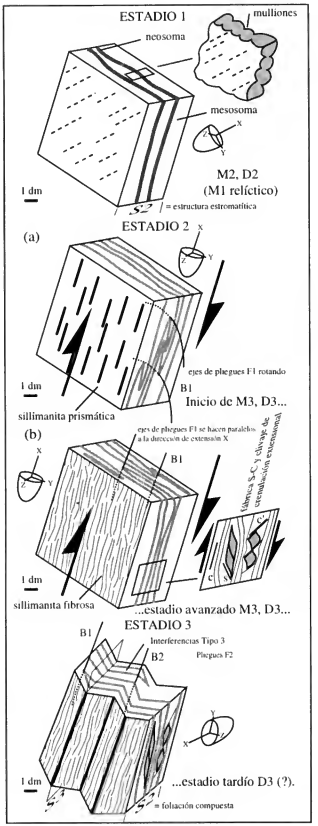


Figura 7: Diagramas esquemáticos de la secuencia evolutiva metamórfica-estructural en 3 estadios de las estromatitas Huerta Vieja. Explicación en el texto.

Pliegues

-Pliegues intrafoliares: Se trata de pliegues con geometrías tipo U, a escala métrica, registrados principalmente por los leucosomas, con charnelas engrosadas y flancos estirados y boudinados paralelos a la foliación compuesta S_2 (Fig. 3b). El plano axial de estos pliegues F1 coincide también con la foliación compuesta S_2. Los ejes B_1 medidos tienen una orientación aproximada N 140°/10°, paralela a los ejes B_2 de los pliegues abiertos (Fig. 6d) y a las lineaciones minerales observadas (Fig. 6e). Estos pliegues son difíciles de reconocer, salvo en los alrededores del paraje Huerta Vieja, dada la intensa deformación que ha sufrido posteriormente la roca y que ha obliterado casi totalmente esa estructura.

-Pliegues abiertos: Este plegamiento F2, también a escala métrica, afecta penetrativamente a la foliación compuesta S_2 generando pliegues abiertos, vergentes hacia el oeste, con planos axiales S_2 orientados aproximadamente N 322°/60°-90° NE y ejes B_2 N 136°/20° (Fig. 6d). Son asimétricos, con flancos largos tendidos hacia el este y flancos cortos buzantes al oeste. La intensidad de este plegamiento se va acentuando hacia la Faja de Deformación Guacha Corral, donde se vuelve casi irreconocible, predominando la foliación compuesta S_2 que aquí buza con bajos ángulos hacia el noreste.

-Pliegues mayores: El plegamiento abierto a escala métrica representaría parte de un plegamiento mayor con la misma simetría y el mismo estilo que dichos pliegues pero a escala megascópica (decenas a centenas de metros). Sus efectos se observan al estudiar la foliación compuesta S_2 de manera global, separándola en dos sectores (Fig. 2b). En el Sector Este esa foliación refleja pliegues abiertos, concentrándose en dos máximos, con algunas dispersiones menores (Fig. 6b). En cambio, en el Sector Oeste la foliación S_2 se distribuye en una guirnalda poco desarrollada que tiende a ser puntual, reflejando pliegues más apretados (Fig. 6c). En ambos casos las distribuciones de los polos se dispersan según círculos máximos, cuyos polos N 135°/9° (Sector Este) y N 142°/17° (Sector Oeste) coinciden ajustadamente con el máximo de los ejes medidos para los pliegues menores F2 (N 136°/20°), reflejando así la consistencia de este plegamiento tanto a escala megascópica como mesoscópica, motivo por el cual se los interpreta como producto del mismo evento de deformación (Fig. 6f). La foliación integrada de toda la sección se dispersa según un círculo máximo cuyo polo se orienta N 133°/18°, lo que se muestra en el diagrama sinóptico de la Fig. 6a y f. La Fig. 2b muestra una interpretación de estos pliegues mayores en una sección geológica.

-Figuras de interferencia: Como resultado de la superposición de los pliegues abiertos F2 sobre los pliegues intrafoliares F1 con formas en U, surgen patrones de interferencia de Tipo 3 de Ramsay (1967). Otro efecto de esta superposición es la formación de pequeñas corrugaciones en la foliación compuesta S_2. Un lugar adecuado para estudiar estas interferencias es en las cercanías del paraje Huerta Vieja, sobre el camino.

Cizallas internas

Como se dijo en párrafos anteriores, por efecto de una intensa deformación por cizalla las rocas han adquirido una fábrica mesoscópica S-C. Utilizando esas fábricas como criterio cinemático (Lister y Snoke 1984) es posible deducir que los movimientos internos que habrían sufrido las estromatitas Huerta Vieja fueron de naturaleza contraccional (Figs. 4a y 5a).

La lineación de estiramiento asociada a esa fábrica está representada por la lineación de Sil_2 tanto en los planos S como en los planos C, predominando en los últimos. Este hecho permite establecer que se ha producido la blástesis del mismo mineral en ambos planos, manteniéndose estable la asociación mineralógica y sólo cambiando el hábito de la sillimanita que se vuelve fibrosa, indicando así condiciones de alto grado para la deformación por cizalla que habría afectado a las estromatitas (Figs. 4a y 7, Estadio 2). Esta lineación, como ya se dijo, coincide con la orientación de los ejes de los pliegues tanto intrafoliares como abiertos, lo que ligaría la generación de dicho plegamiento con la cizalla (Fig. 6d, e y f). A escala del afloramiento existe una alternancia de zonas donde la deformación se localiza fuertemente, retrabajando por completo a la foliación compuesta S_2, y zonas donde la deformación es menos intensa, pues todavía se reconoce el plegamiento interno (intrafoliar y abierto). Se interpreta aquí que tanto la generación del plegamiento, como la milonitización y el desarrollo de Sil_2 (fibrolitización) han sido concomitantes, producto de una deformación progresiva por cizalla simple que afectó a estas rocas.

Se reconocen, además, planos de cizalla de naturaleza directa que cortan a los planos C. Este tipo de estructura se forma en estadios avanzados de cizalla y ha sido denominado en la literatura como "clivaje de crenulación extensional"; actualmente se lo denomina plano C' (Fig. 5b y 7, Estadios 2 y 3).

Consideraciones sobre la génesis de las estructuras

De acuerdo con lo expresado anteriormente, al considerar a los mulliones como un rasgo secundario deformacional, deducimos que se habrían producido por una compresión de la roca perpendicular a la foliación compuesta S_2, asociada a una extensión concomitante paralela a dicho plano de foliación. Se trataría entonces del primer rasgo deformacional registrado por estas rocas, previo al cizallamiento general y aparentemente sin relación con el mismo.

Como se dijo más arriba, la anatexis *in situ* requeriría deformación para la segregación de leucosomas y melanosomas discretos (McLellan 1983a). La presencia de los mulliones pondría en evidencia esa deformación temprana, sin- a postmigmática, ya que habría persistido hasta que los fundidos cristalizaron completamente, momento en que se habría producido la inversión de viscosidad relativa entre leucosomas y melanosomas-mesosomas, desarrollándose concomitantemente los mulliones.

En párrafos anteriores se comentó la aparente universalidad del fenómeno de estas estructuras festoneadas en el contacto entre leucosomas y melanosomas-mesosomas, identificadas aquí como mulliones, de lo que podría inferirse que el desarrollo de estas estructuras estaría ligado íntimamente al mismo proceso que generó el bandeamiento en las estromatitas. De llegar a comprobarse esta relación, apoyaría la hipótesis de que la formación de estromatitas está ligada a deformación (McLellan 1983a), es decir que es necesario un fenómeno deformacional concomitante que promueva la separación de leucosomas y melanosomas, fenómeno que podría llegar a persistir aún después de que esas fases hayan sido consolidadas, generando en sus etapas tardías las estructuras festoneadas. Este es el motivo por el cual decimos que la presencia de los mulliones pone en evidencia una deformación sin- a postmigmática.

Por otro lado, las rocas parcialmente fundidas cuando son deformadas responden plegándose de manera compleja, dependiendo de la cantidad de fundidos presentes, generando pliegues muy disarmónicos (p. ej. pliegues policlinales) a escala de un mismo afloramiento, lo que se traduce en una gran dispersión de los polos de la foliación y ejes en los diagramas correspondientes (McLellan 1983b). Por el contrario, las evidencias encontradas en las estromatitas Huerta Vieja permiten deducir que la deformación fue desarrollada en estado sólido en condiciones de alta ductilidad. Así, el estudio puramente geométrico de las relaciones entre los diferentes elementos estructurales como la foliación compuesta S_2, los ejes de los pliegues intrafoliares, la lineación de sillimanita, el plegamiento abierto y mayor, se traduce en diagramas de alta estabilidad estadística, con orientaciones fuertemente consistentes entre sí y que pueden ser directamente relacionadas con las estructuras regionales (Dalla Salda 1984; Martino *et al.* 1995), reflejando la presencia de un fenómeno único generador de todas esas estructuras en forma

progresiva y con una reología en estado sólido. De las observaciones de campo, petrográficas y estructurales surge como fenómeno más evidente y generalizado el desarrollo postmigmático de una cizalla penetrativa en toda la unidad litológica, en condiciones de alto grado, que se refleja en la fábrica S-C y las lineaciones asociadas.

Se postula así que la deformación postmigmática se desarrolló en un régimen de deformación por cizalla simple progresiva, comenzando con un plegamiento de la foliación estromatítica original con mulliones, retrabajada luego por una fábrica S-C intensa y penetrativa, que condujo en sus estadios finales al desarrollo de un clivaje de crenulación extensional, al que se asocia posteriormente un fenómeno compresional general que habría provocado el plegamiento abierto tardío (Fig. 7, Estadio 3).

Por último, cabe la posibilidad de que los pliegues abiertos tardíos hayan sido provocados por otro fenómeno, independiente del régimen de cizalla simple, que habría plegado la foliación compuesta S_2 guardando coaxialidad con los pliegues desmembrados de la cizalla y con las lineaciones de estiramiento, fenómeno tal vez atribuible a un fuerte condicionamiento por las fábricas ya desarrolladas.

En general, en orógenos de distintas edades y lugares del mundo existe una zonación espacio-temporal en el plegamiento (Fyson 1971; Harley 1989), manifestada por pliegues rectos en los niveles estructurales superiores que pasan a pliegues recumbentes hacia los niveles estructurales inferiores (zonación espacial), mientras que pliegues recumbentes de los niveles estructurales bajos son afectados a posteriori por pliegues rectos (zonación temporal). Ambos tipos de pliegues, ya sea que la secuencia sea espacial o temporal, son coaxiales y se generarían interferencias de Tipo 3 de Ramsay (1977) entre ambos sistemas de pliegues.

También se reconoce que en los niveles estructurales altos (metamorfitas de grado bajo), las lineaciones minerales que reflejan la dirección de estiramiento son perpendiculares a los ejes de los pliegues rectos y que, hacia niveles estructurales más bajos (metamorfitas de grado medio a alto), esas lineaciones se vuelven paralelas a los ejes de los pliegues recumbentes. Este último hecho, lineaciones paralelas a ejes de pliegues en los niveles estructurales profundos, hasta el momento no ha recibido una explicación satisfactoria (Ghosh 1993), postulándose como explicación el efecto de la presión litostática, la que, a partir de cierta profundidad en la pila tectónica considerada, influiría sobre las rocas que se están deformando, generando una dirección de extensión paralela al eje de los pliegues.

Las evidencias petrográficas y estructurales descriptas en este trabajo para las estromatitas Huerta Vieja indican que el resultado geométrico obtenido es similar al modelo explicado, es decir, figuras de interferencia de Tipo 3 entre pliegues intrafoliares tipo U y pliegues abiertos, con lineaciones minerales paralelas a los ejes de dichos pliegues. En el modelo explicado esos pliegues intrafoliares se atribuyen a relictos de un plegamiento recumbente inicial. En nuestro caso, en lugar de atribuir el plegamiento intrafoliar desenraizado al producto de un plegamiento recumbente, es claro que lo que se reconoce es una cizalla generalizada, que desarrolló la foliación compuesta S_2, con pliegues intrafoliares tipo U, la que a su vez fue plegada posteriormente por los pliegues abiertos, obteniéndose el mismo resultado.

Se hace necesario destacar que, si bien se obtiene el mismo resultado geométrico final, la diferencia fundamental estriba en que en la etapa temprana del modelo discutido más arriba se generan pliegues, en cambio en Huerta Vieja se genera la foliación compuesta S_2 por un mecanismo de cizalla simple.

Secuencia evolutiva

A continuación se presentará la información petrográfica y estructural disponible en una secuencia evolutiva en tres estadios (Fig. 7):

Estadio 1

Se produce la anatexis de rocas pelíticas durante el pico del evento metamórfico M2, conduciendo al desarrollo de una estructura primaria estromatítica. Se reconoce la existencia de un evento metamórfico-deformacional previo M1-D1, registrado por las inclusiones de minerales orientados en núcleos de granates poiquilíticos. La segregación de leucosomas y melanosomas habría requerido una deformación general, además de una fábrica foliada preexistente.

Las estromatitas Huerta Vieja habrían sufrido un evento deformacional D2 sin- a postmigmático que produjo el desarrollo de las estructuras en mullión cuando los leucosomas estaban ya en estado sólido.

Estadio 2

Se produce una deformación por cizalla muy intensa durante el evento deformacional D3, en condiciones de alta temperatura (evento metamórfico M3), que en un comienzo habría producido un plegamiento asimétrico, cuyos ejes B1, perpendiculares a la dirección de cizalla, habrían rotado para quedar luego paralelos a ella en un estadio más avanzado de la deformación. Eso explicaría la presencia de relictos de esas estructuras como pliegues intrafoliares de charnelas engrosadas y flancos adelgazados, con ejes paralelos a la dirección de estiramiento, marcada por la orientación preferente de sillimanita (Estadio 2a).

Desde un punto de vista textural, se genera un cambio de hábito importante en la sillimanita, la que pasa de prismática a fibrosa, orientándose paralelamente a la dirección de máxima extensión. Al mismo tiempo, se desarrolla una fábrica S-C penetrativa que habría completado el desarrollo de la foliación compuesta S_2. Finalmente, se desarrolla un clivaje de crenulación extensional que afecta a la foliación compuesta S_2 (Estadio 2b), ya en transición hacia el Estadio 3.

Estadio 3

En las etapas finales del evento deformacional D3, la foliación compuesta S_2 es replegada por pliegues asimétricos abiertos, con vergencia hacia el sudoeste, coaxiales con los pliegues intrafoliares y con las lineaciones, lo que genera a escala local figuras de interferencia de Tipo 3 de Ramsay (1977).

A pesar de haberse realizado una división en tres estadios, a fin de ordenar los fenómenos observados en una secuencia lógica, lo más probable es que todo el proceso de los Estadios 2 y 3 haya involucrado una deformación continua y progresiva, tal como se ve reflejado en la marcada consistencia de la orientación y geometría general de las estructuras reconocidas, las que indican esencialmente un régimen de deformación no coaxial, desarrollado en condiciones de alta temperatura.

Conclusiones

Las estromatitas Huerta Vieja se pueden considerar genéticamente como metatexitas, ya que tanto en el leucosoma como en el melanosoma existen suficientes evidencias texturales como para indicar que la roca sufrió fusión parcial, las que son reconocibles a pesar de la fuerte deformación sobreimpuesta.

En el análisis estructural se han discriminado como estructuras primarias al bandeado estromatítico de origen migmático y como estructuras secundarias a aquéllas adquiridas como resultado de la deformación sin- a postmigmática, tales como mulliones, fábricas S-C y plegamientos que afectaron al bandeado estromatítico obliterándolo total o parcialmente. Ya sea que predominen las estructuras primarias o las secundarias, en ambos casos se generan rocas de aspecto análogo. La respuesta deformacional de las estromatitas Huerta Vieja fue controlada esencialmente por el comportamiento de los sólidos en condiciones de alta plasticidad.

Se reconocen estructuras festoneadas en la interfase leucosoma-melanosoma, clasificadas aquí como mulliones e interpretadas como un rasgo de deformación temprana, de lo que se deduce que las estromatitas Huerta Vieja habrían sufrido un importante evento deformacional sin- a postmigmático, desarrollado cuando los leucosomas estaban ya en estado sólido, puesto que esas estructuras indican que durante la deformación los leucosomas tuvieron un comportamiento más viscoso que los melanosomas + mesosomas adyacentes.

De acuerdo con las evidencias encontradas, tanto estructurales como petrológicas, se postula para las estromatitas Huerta Vieja la presencia de un fenómeno deformacional postmigmático único y progresivo, generador de todas las estructuras, bajo un régimen de cizalla simple, desarrollado en condiciones de alto grado. La cinemática de esta deformación, según las fábricas S-C, es de naturaleza inversa.

La geometría obtenida como producto de la deformación de las estromatitas Huerta Vieja es análoga a la de otros terrenos de alto grado, pero difiere con respecto a éstos en que en la etapa temprana de la evolución se generan pliegues en los últimos, mientras que en Huerta Vieja se ha generado la foliación compuesta S_2 por un mecanismo de cizalla simple.

Agradecimientos

Se agradece la lectura crítica del manuscrito por parte de Eduardo J. Llambías y también las sugerencias de los árbitros de la Revista, Mónica López de Luchi y Luis Dalla Salda.

Se desea dejar constancia de que las tareas de campo de este trabajo fueron realizadas con fondos personales de los autores.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Ashworth, J. R., 1985. Migmatites. Blackie, 301 p., Glasgow & London.

Brown, M., 1983. The petrogenesis of some migmatites from the Presqu'ile de Rhuys, Southern Brittany, France. En: Atherton, M.P. y Gribble, C.D. (Eds.): Migmatites, Melting and Metamorphism, pp. 174-200. Shiva Publishing, Nantwich.

Dalla Salda, L. H., 1984. La estructura íntima de la Sierra de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 39 (1-2): 38-51.

Davis, G.H. y Reynolds, S.J., 1996. Structural Geology of Rocks and Regions. John Wiley and Sons, 776 p., New York.

Fyson, W.K., 1971. Fold attitudes in metamorphic rocks. American Journal of Science, 270: 373-382.

Ghosh, S. K., 1993. Structural Geology. Fundamentals and Modern Developments. Pergamon Press, 598 p., New York.

Gordillo, C. E., 1979. Observaciones sobre la petrología de las rocas cordieríticas de la Sierra de Córdoba. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 53 (1-2): 3-44. Córdoba.

Gordillo, C. E., 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba; condiciones físicas de la migmatización. Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea 68, 40 p. Córdoba.

Guereschi, A. B., 1994. Petrología y estructura de los mármoles y rocas asociadas de las Pedanías Cañada de Alvarez y Río de

Los Sauces, departamento Calamuchita, provincia de Córdoba. Informe Final Beca de Iniciación, CONICET, 128 p. (Inédito).

Gupta, L. N. y Johannes, W., 1986. Genetic model for the stromatic migmatites of the Rantasalmi-Sulkava area, Finland. Journal of Petrology, 27: 521-541.

Harley, S.L., 1989. The origin of granulites: a metamorphic perspective. Geological Magazine, 126: 215-247.

Hobbs, B. E., Means, W. D. y Williams, P. F., 1981. Geología Estructural. Ediciones Omega, 518 p., Barcelona.

Holdaway, M. J. y Lee, S. M., 1977. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. Contributions to Mineralogy and Petrology, 63: 175-198.

Hyndman, D. W., 1972. Petrology of igneous and metamorphic rocks. McGraw-Hill Book, 533 p., New York.

Johannes, W., 1983. On the origin of layered migmatites. En: Atherton, M. P. y Gribble, C. D. (Eds.): Migmatites, Melting and Metamorphism, pp. 234-248. Shiva Publishing, Nantwich.

Johannes, W., 1988. What controls partial melting in migmatites?. Journal of Metamorphic Geology, 6 (4): 451-465.

Kerrick, D. M., 1972. Experimental determination of muscovite + quartz stability with $P_{H2O} = P_{total}$. American Journal of Science, 272: 946-958.

Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist, 68: 277-279.

Lindh, A. y Wahlgren, C. H., 1985. Migmatite formation at subsolidus conditions alternative to anatexis. Journal of Metamorphic Geology, 3: 1-12.

Lister, G. S. y Snoke, A. W., 1984. S-C mylonites. Journal of Structural Geology, 6: 617-638.

Martino, R., Munn, B., Kraemer, P., Escayola, M. y Guereschi, A., 1994. Thermobarometry at 32° 00' S in the Pampean Ranges of Córdoba, Argentina. Geological Society of America, Abstracts with Programs, pp. A-226. Seattle, U.S.A.

Martino, R., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnosio, M. 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° S. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50 (1-4): 60-77.

McLellan, E. L., 1983a. Contrasting textures in metamorphic and anatectic migmatites: an example from Scottish Caledonides. Journal of Metamorphic Geology, 1: 241-262.

McLellan, E. L., 1983b. Problems of structural analysis in migmatite terrains. En: Atherton, M.P. y Gribble, C.D. (Eds.): Migmatites, Melting and Metamorphism, pp. 299-302. Shiva Publishing, Nantwich.

McLellan, E. L., 1988. Migmatite structures in the Central Gneiss Complex, Boca de Quadra, Alaska. Journal of Metamorphic Geology, 6 (4): 517-542.

Mehnert, K. R., 1968. Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier, 405 p., Amsterdam.

Newton, R. C. y Haselton, H. T., 1982. Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al_2SiO_5-quartz geobarometer. En: Newton, R.C. Navrotsky, A. y Woods, B.J. (Eds.): Thermodynamics of Minerals and Melts. Advances in Physics and Geochemistry, 1: 129-145. Springer-Verlag, New York.

Nyman, M. W., Pattison, D. R. M. y Ghent, E. D., 1995. Melt extraction during formation of K-feldspar + Sillimanite migmatites, west of Revelstoke, British Columbia. Journal of Petrology 36 (2): 351-372.

Olsen, S. N., 1983. Quantitative approach to local mass balance in migmatites. En: Atherton, M. P. y Gribble, C. D. (Eds.): Migmatites, Melting and Metamorphism, pp. 201-233. Shiva Publishing, Nantwich.

Olsen, S. N., 1985. Mass balance in migmatites. En: Ashworth, J.R. (Ed.): Migmatites, pp. 145-179. Blackie, Glasgow & London.

Ramsay, J. G., 1977. Plegamiento y Fracturación de Rocas. Blume Ediciones, 590 p., Madrid.

Sawyer, E. W. y Robin, P. Y., 1986. The subsolidus segregation of layer-parallel veins in greenschist to upper amphibolite facies metasediments. Journal of Metamorphic Geology, 4: 237-260.

Sokoutis, D., 1990. Experimental mullions at single and double interfaces. Journal of Structural Geology, 12 (3): 365-373.

Stevens, G. y van Reenen, D., 1992. Partial melting and the origin of metamorphic granulites in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt, South Africa. Precambrian Research, 55: 303-319.

Talbot, C.J y Sokoutis, D., 1992. The importance of incompetence. Geology, 20: 951-953.

Tracy, R. J. y Day, H. W., 1988. Studies in the genesis and deformation of migmatites: Introduction. Journal of Metamorphic Geology, 6 (4): 385-386.

Tracy, R. J. y Robinson, P., 1983. Acadian migmatite types in pelitic rocks of Central Massachusetts. En: Atherton, M.P. y Gribble, C.D. (Eds.): Migmatites, Melting and Metamorphism, pp. 163-173. Shiva Publishing, Nantwich.

Turner, F. J., 1981. Metamorphic Petrology. Mineralogical, field and tectonic aspects. McGraw-Hill Book, 524 p., New York.

Vernon, R. H., 1987. Growth and concentrations of fibrous sillimanite related to heterogeneous deformation in K-feldspar-sillimanite metapelites. Journal of Metamorphic Geology, 5 (1): 51-68.

Wilson, G., 1978. Significado tectónico de las estructuras menores y su importancia para el geólogo en el campo. Ediciones Omega, 107 p., Barcelona.

Winkler, H. G. F., 1976. Petrogénesis de rocas metamórficas. H. Blume Ediciones, 346 p., Madrid.

Winkler, H. G. F., 1979. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, 348 p., New York.

Recibido: 10 de diciembre, 1996
Aceptado: 25 de febrero, 1998

Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53 (1): 117-129 (1998)

Nuevas evidencias sobre la importancia del fallamiento en la estructura de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires

Renata N. TOMEZZOLI[1,2] y Ernesto O. CRISTALLINI[2]

[1] *Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas*
[2] *Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires*

ABSTRACT: *New evidence of the importance of faulting in the structure of the Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires.* The Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires or Sierra de la Ventana are situated in the south part of Buenos Aires province, Argentina, between 37° -39° S and 61° -63° W, and constitute a curved fold and thrust belt with a general northwest strike. They are formed of Precambrian to Permian rocks. The oldest and more intensely deformed rocks crop out in the western ranges, whereas the younger and less deformed are located in the east. Traditionally, these ranges were considered as an example of pure folding without any associated faulting. In this paper, mesoscale structural sections that prove the importance of faulting in the ranges development are described. On a regional scale, the presence of tectonic contacts between the Lolén Formation (upper Devonian) and Providencia Formation (lower Devonian), and between the latter and the Napostá Formation (lower Devonian) are suggested in Parque Tornquist, Estancia Las Vertientes and at Cerro Tres Picos. Field evidence, suggests that the Pillahuincó Ranges are structurally higher than the Ventana Ranges, because of a north-east dipping underthrust.

Introducción

Las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, también conocidas como Sierra de la Ventana, están localizadas entre los 37° y 39° S y los 61° y 63° O (Fig. 1). Constituyen un cordón orográfico curvado de rumbo general noroeste-sudeste que alcanza alturas máximas de 1200 m sobre el nivel del mar (Cerro Tres Picos).

Afloran rocas con edades que van desde el Precámbrico tardío hasta el Pérmico que se disponen en bandas arqueadas según la geometría del orógeno, encontrándose las más antiguas hacia el oeste y las más modernas hacia el este. Depósitos cenozoicos cubren en discordancia a estas unidades. La vergencia general de la cadena es norientaI disminuyendo la intensidad de la deformación de oeste a este. Su estructura fue tradicionalmente explicada como parte de un sistema intensamente deformado, en el que se pueden reconocer hasta ocho órdenes de plegamiento (Harrington 1947).

El objetivo de este trabajo es el de dar a conocer algunas observaciones realizadas por los autores en distintos sectores de la comarca, que ponen nuevamente de manifiesto la importancia que ha tenido el fallamiento en el desarrollo de las mesoestructuras de la región. Se presentan tres bosquejos estructurales levantados con brújula y cinta métrica sobre cortes de camino de las Rutas Provinciales 76 y 51.

Reseña geológica y tectónica

Desde fines del siglo XIX las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires han sido estudiadas por diversos investigadores quienes describieron y mapearon en detalle las unidades rocosas aflorantes. Entre los pioneros se pueden mencionar los trabajos y referencias hechas por Darwin (1838), Hauthal (1892, 1896, 1901), Keidel (1916, 1925 y 1945), Bonarelli y Pastore (1915), Du Toit (1927) y Schiller (1930).

El primer ordenamiento estratigráfico fue dado a conocer por Harrington (1947) quien clasificó a las unidades aflorantes en Series, Sistemas y Grupos describiendo cuidadosamente cada una de ellas. Posteriormente esta clasificación fue adaptada al Código de Nomenclatura Estratigráfica por Suero (1961). Dado que no todas estas rocas son fácilmente datables ni distinguibles entre sí, otros autores como Kilmurray (1975), Varela (1978) y Buggish (1987), proponen ordenamientos estratigráficos distintos, a la vez que reasignan parcialmente algunas edades, sin embargo y aun hoy en día continúan las controversias y las dudas en este sentido (Tabla 1), pero en

0004-4822/98 $00.00 + 00.50 © 1998 Asociación Geológica Argentina

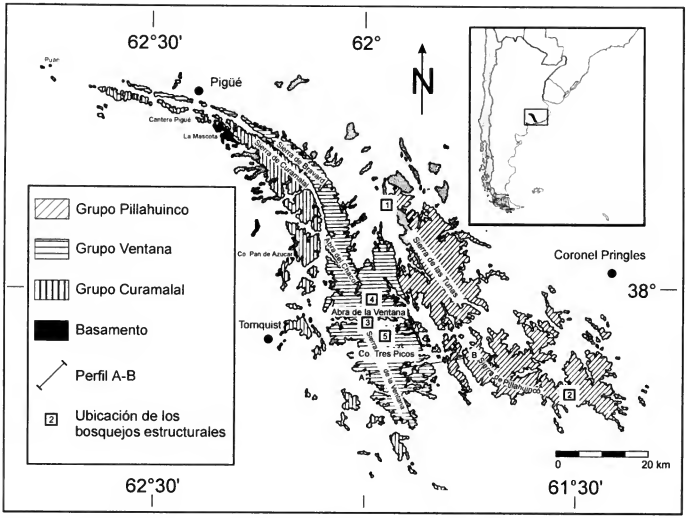


Figura 1: Mapa de ubicación (modificado de Sellés Martínez 1989) donde se situaron los perfiles estructurales realizados: 1: "El Perdido"; 2: "El Despeñadero"; 3: "Abra de la Ventana"; a la vez que los perfiles esquemáticos 4: "Parque Tornquist"; 5: "Estancia las Vertientes" y A-B Valle del Sauce Grande.

términos generales las primeras propuestas son las más aceptadas.

En cuanto a su evolución tectónica, fueron presentadas diversas teorías. Inicialmente fue considerada como un miogeosinclinal (Borrello 1969, 1971), o como una cadena montañosa aulacogénica intracratónica (Harrington 1970; Kilmurray 1975; Varela 1978). Posteriormente Martínez (1980) y Dalmayrac *et al.* (1980) proponen la existencia de un continente Sudestepacífico, que se aproxima desde el oeste y está separado mediante un océano del continente Brasiliano-Pampeano. La unión de estas placas habría producido una alta compresión y cizalla. Este sistema, al que consideran sinestral, de edad permo-triásica afectaría a la Sierra de la Ventana y Sistema del Cabo (Sudáfrica). Luego surge la propuesta de Ramos (1984, 1988) quien considera a la Patagonia como un continente alóctono y a la colisión entre éste y la placa gondwánica como la causa del plegamiento y corrimiento del Sistema de Ventana. Este interrogante sigue vigente actualmente, a pesar de que los datos paleomagnéticos obtenidos hasta el momento (Rapalini *et al.* 1994), indican que de haber sido la Patagonia un terreno alóctono, la colisión tendría que haberse producido antes del Carbonífero medio. Sellés Martínez (1986, 1989) propone deformación por cizalla en un régimen transpresivo sinestral, lo que es coherente con las propuestas de Martínez (1980), Dalmayrac *et al.* (1980) y Lock (1980). Posteriormente se vuelve al esquema intracratónico pero ya considerando a la transpresión como la responsable de la formación de las sierras. En tal sentido se pueden nombrar las propuestas de Cobbold *et al.* (1986, 1991, 1992), quienes postulan la existencia de zonas de deformación intracontinental en el sudoeste del Gondwana durante tiempos permo-triásicos, a partir de un margen compresivo oblicuo de tipo Andino.

Tradicionalmente la deformación de las Sierras Australes fue considerada de edad pérmica tardíatriásica temprana siendo la consecuencia de uno o más episodios, según el criterio de distintos investigadores. Sin embargo, resultados paleomagnéticos recientemente obtenidos indicarían una edad pérmica temprana tardía en base a las magnetizaciones remanentes estables aisladas en especímenes provenientes de la Formación Tunas (Tomezzoli y Vilas 1996).

Desde el punto de vista estructural Keidel (1916) y Schiller (1930), fueron los primeros en realizar prolijas observaciones y perfiles regionales en los que si bien mencionan la importancia del plegamiento, destacan la participación del fallamiento en la deformación de las sierras. El primero habla de *escamas* y *cobijaduras* y el segundo de *sobreescurrimientos* y *brechas de dislocación*. Partiendo de un ordenamiento estratigráfico propio, los perfiles estructurales regionales levantados por Schiller (1930) ejemplifican la importancia que le daba este autor a las fallas y repeticiones tectónicas en la región.

Posteriormente Harrington (1947) clasifica al conjunto como una típica montaña de plegamiento de estructura de arco, restando importancia a los movimientos diferenciales entre las capas, a punto tal que interpreta a las Sierras Australes como el "ejemplo más puro de estructura de plegamiento conocido en todo el mundo, ya que en ella no intervienen ni fracturas ni corrimientos verdaderos" (Harrington 1947, pág. 37). En su modelo utiliza discordancias y hiatus para separar los distintos grupos formacionales entre sí.

Los trabajos de Harrington (1947, 1970) fueron tan importantes que han influenciado gran parte de las investigaciones posteriores en la región. Sin embargo, con el correr de los años fueron apareciendo nuevas contribuciones que demuestran que el fallamiento no es de ningún modo despreciable en la estructura tectónica de las sierras. Tal es el caso de Cucchi (1966), quien concluye que el contacto entre el basamento cristalino y la Formación La Lola en las localidades del Cerro San Mario, Pan de Azúcar y del Corral, está dado por fallas inversas de alto ángulo. Luego, con la pavimentación en la ruta Olavarría-Bahía Blanca, en la zona del Abra de la Ventana quedaron al descubierto nuevas estructuras, que fueron estudiadas por Amos y Urien (1968), quienes describen una faja de brechas, cataclasitas y milonitas producidas por una falla transcurrente.

Conjuntamente con el aporte realizado sobre nuevas edades radimétricas en los cerros Pan de Azúcar y del Corral, Varela y Cingolani (1975) interpretaron que la deformación en ese sector estuvo controlada por fallas inversas de alto ángulo y flexuras o pliegues asociados sin despegue de la cubierta sedimentaria. Así mismo, Cuerda *et al.* (1975) ponen en contacto tectónico el miembro Cataclasitas Graníticas expuesto al pie de la ladera del cerro Pan de Azúcar con la Formación Cerro del Corral (rocas porfíricas), mediando entre ambos una falla inversa de rumbo meridiano e inclinada hacia el oeste.

Varela *et al.* (1986), reconocen en el flanco occidental de las sierras, al menos cuatro fallas inversas de rumbo subparalelo. De esta forma caracterizan a este sector como una faja tectónica de bloques o escamas imbricadas con vergencia nororiental involucrando al basamento y a la cobertura sedimentaria. La continuidad de esta faja hacia el sur queda de manifiesto a través de las contribuciones realizadas por Starck (1984) y Leone (1986).

A partir de la década de 1980 surgen numerosos trabajos que reflejan análisis e interpretaciones minuciosas de las estructuras mega y mesoscópicas de las Sierras Australes. Se refieren a episodios deformativos en el campo frágil, que producen fallas, zonas de cizallas y diaclasas, en algunos casos relacionadas con fajas de brechas, a la vez que se estudiaron los comportamientos reológicos de los materiales y se cuantificó la deformación a partir de análisis microestructurales. Entre algunos de estos trabajos se pueden mencionar los de Massabie y Rossello 1984, 1985; Massabie *et al.* 1986; Di Nardo y Dimieri 1984, 1988; Rossello y Massabie 1981, 1992; Japas 1987, 1988, 1989, 1992 a y b. Von Gosen *et al.* (1990, 1991) consideran a la Sierra de la Ventana como una faja plegada y corrida con importantes fallas inversas subaflorantes paralelas al rumbo de las sierras.

Tabla 1: Distintas propuestas estratigráficas para las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (adaptado de Buggisch 1987).

		Harrington 1947	Kilmurray 1975 (Este / Oeste)	Varela 1978 (Este / Medio / Oeste)	Buggisch 1987
Triásico				Grande Lopez Lecude	
Pérmico		Tunas Bonete Piedra Azul	Tunas Bonete Piedra Azul	Tunas Bonete Piedra Azul	Tunas Bonete Piedra Azul
Carbonífero	Pensilvaniano	Sauce Grande	Sauce Grande	Sauce Grande La Lola	Sauce Grande
	Mississipiano	?	Providencia Napostá Bravard Hinojo Trocadero Mascota La Lola	Hinojo Trocadero Mascota noita "Ermita"	?
			317-348 Ma		
Devónico		Loien Providencia Napostá Bravard Hinojo Trocadero Mascota La Lola	Loien noita "Ermita"	Loien	Loien
Silúrico			Granito Cerro Colorado (407 Ma)	Providencia	Providencia
Ordovícico		?		Napostá Bravard	Napostá Bravard Hinojo Trocadero Mascota La Lola
Cámbrico			Los Chilenos		
Precámbrico		Granito Rioka	Granito Ruca Malen	Granito Agua Blanca Las Lomitas Dialasas Cerro Pan de Azucar Rioitas Cerro del Corral	

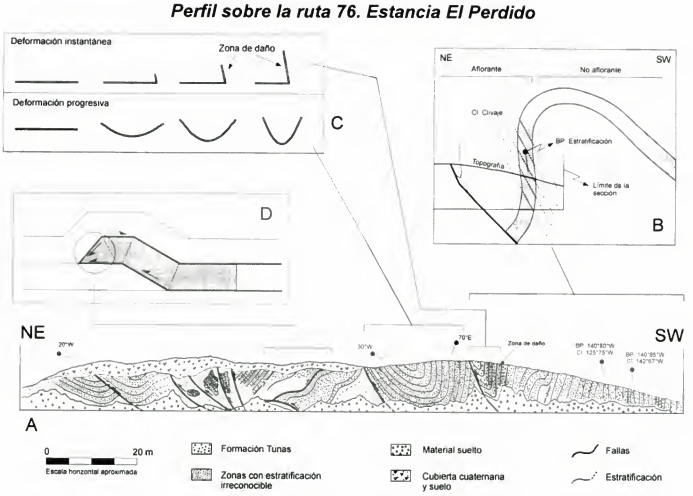


Figura 2: A, Perfil estructural esquemático donde la ruta 76 corta a los afloramientos de la Formación Tunas (Pérmico) en las cercanías de la Estancia El Perdido; **B,** Relaciones entre clivaje y estratificación en el sector occidental del afloramiento; **C,** Evolución esquemática de los sinclinales señalados; **D,** Desarrollo de una cuña tectónica por flexión de falla.

Observaciones de campo

Cuando se recorren o se analizan en fotografías aéreas los afloramientos orientales de las Sierras Australes, principalmente los correspondientes al Grupo Pillahuincó, se observa una estructura caracterizada por pliegues en la que es muy difícil encontrar fallas asociadas. Sin embargo, si se analizan cortes transversales de los mismos afloramientos, ya sea en rutas o canteras, comienzan a reconocerse este tipo de estructuras. En general, esta característica se repite en cualquier estudio estructural que se realiza en las sierras y su causa principal se relaciona con que, la mayoría de estas fallas y corrimientos, ponen en contacto litologías muy semejantes lo que las hace prácticamente invisibles en el terreno, a excepción de que se disponga de un corte artificial del mismo. Tal es el caso de las secciones que se presentan a continuación. Ellas fueron levantadas utilizando brújula y cinta métrica, y en todos los casos se realizaron reconocimientos en superficie en las cercanías de la sección. Sin embargo, la cubierta sedimentaria cuaternaria, en general con desarrollo de suelos, impide reconocer en planta a las estructuras observadas en corte. Algo semejante ocurre cuando se analizaron las fotografías aéreas, en las que sólo se pudieron identificar pliegues mayores.

Sección el Perdido

En la Fig. 2A se presenta un bosquejo estructural de la localidad aquí denominada "El Perdido". La misma se ubica en las cercanías de la estancia homónima sobre la ruta 76, saliendo del Abra del Pantanoso hacia el norte (posición GPS: 37° 53,32' S; 61° 51,63' O; Datum: Campo Inschauspe). Es un corte de menos de 200 m de largo y está compuesto por rocas de la Formación Tunas caracterizadas por una intercalación de areniscas finas de colores verdes y mora-

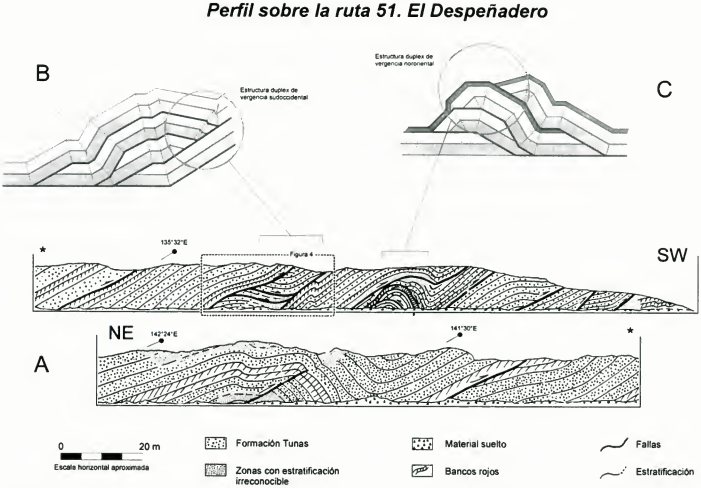


Figura 3: A, Perfil estructural esquemático sobre afloramientos de la Formación Tunas en el corte de la ruta 51 "El Despeñadero", cerca de la Estancia La Adolfina; **B,** Estructura dúplex de vergencia sudoccidental; **C,** Estructura dúplex de vergencia nororiental. Nótese que la vergencia general de la sección es hacia el sudoeste.

dos, macizas y laminadas y areniscas medianas amarillentas. La línea de la sección se ubica a unos 75° del rumbo general de la estructura y si bien los ángulos dibujados en el bosquejo (Fig. 2A) no son verdaderos, las actitudes y clivajes anotadas en él sí lo son, ya que fueron medidas directamente sobre sus planos de estratificación. El sentido de desplazamiento en las fallas marcadas, en algunos casos puede comprobarse por la presencia de indicadores de movimiento tales como micro-pliegues y zonas de esquistosidad en las cercanías de los mismos. En otros, es inferido según el desplazamiento relativo de bancos guías.

La vergencia general de la sección está indicada por la asimetría de los pliegues y como se puede observar en la Fig. 2A es hacia el noreste. La relación entre la estratificación y el clivaje de los bancos más occidentales (Fig. 2A) está indicando que los mismos forman parte del flanco nororiental, en parte volcado, de un anticlinal del que no aflora su limbo suroeste (Fig. 2B). Algunos relictos de estratificación entrecruzada de esos bancos comprueban esta relación: base al suroeste - techo al noreste.

De la observación y análisis de la geometría de los pliegues y fallas aflorantes en esta sección, se desprende que para su formación actuaron tanto mecanismos de deformación frágiles como dúctiles. Esto se puede verificar en los dos sinclinales contiguos de la Fig. 2A. Uno de ellos se caracteriza por presentar una bisectriz bien definida y una zona de fracturación importante (zona de daño) sobre el flanco occidental. Esto está indicando una deformación con predominio de la componente frágil (Fig. 2C arriba) en la que los bancos rotan instantáneamente, según un *kink* frontal, posiblemente de un pliegue por propagación de falla. El sinclinal contiguo hacia el este, presenta una transición suave entre ambos flancos y a diferencia del anterior, los bancos se encuentran menos fracturados, lo que está indicando un mecanismo de deformación continua en el que predomina la componente dúctil (Fig. 2C). El tipo de pliegues apretados que se observan en esta sección puede explicarse por propa-

gación de falla combinada con despegue en el que los bancos de reología más dúctil tienden a "fluir" variando de espesor entre las charnelas y los flancos. Por último se desea destacar la presencia de una pequeña cuña tectónica (Fig. 2D) limitada por una falla de piso (*sole-fault*) y una de techo (*roof-fault*). La misma se puede generar por flexión de falla o por ruptura de pliegues producidos por propagación y/o despegue, que continúan su evolución como de flexión de falla (*break-through-anticline*).

Las estructuras descritas en esta sección no pueden mapearse en planta debido al desarrollo de los suelos sembrados que caracterizan a este sector.

Sección el Despeñadero

Este perfil fue levantado en la localidad "El Despeñadero", sobre la Ruta 51 a Bahía Blanca en las inmediaciones de la Estancia La Adolfina (Fig. 1). Es

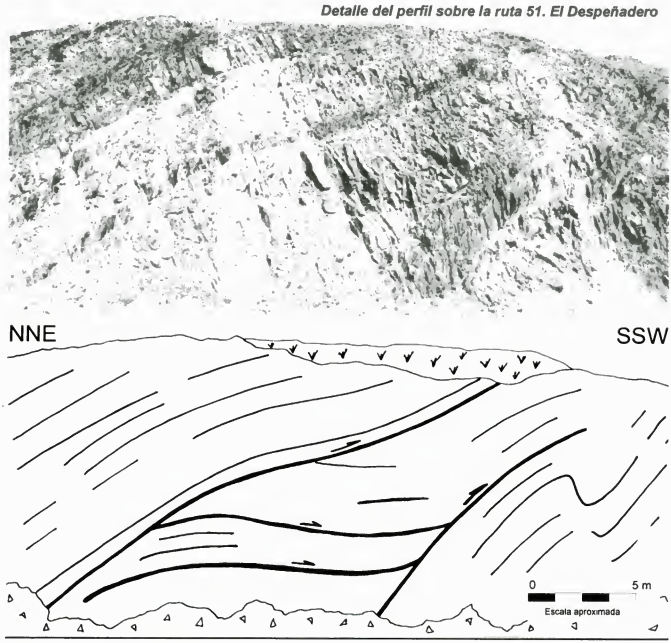


Figura 4: Arriba se observa la fotografía de un detalle del perfil "EL Despeñadero", sobre la ruta 51, particularmente en el sector de los *dúplex* orientales. **Abajo**, se presenta una interpretación de la fotografía.

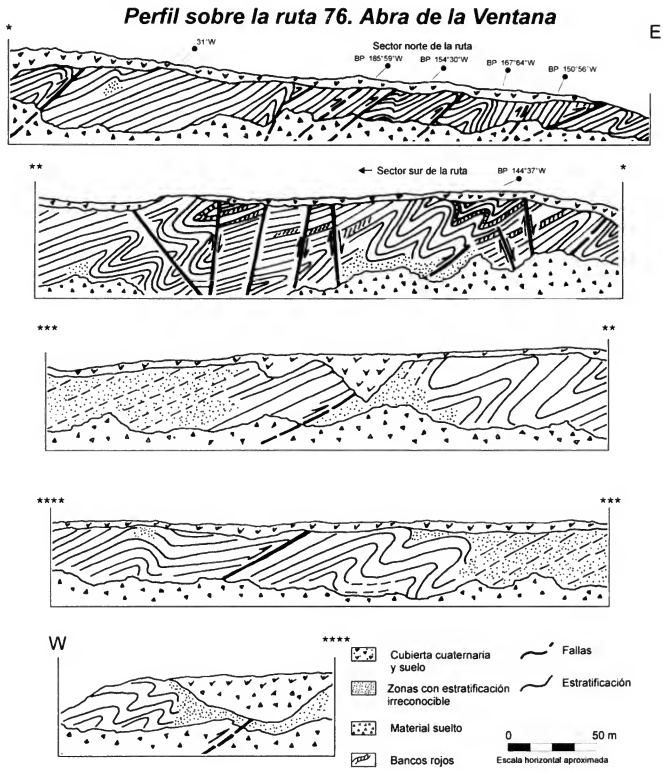


Figura 5: Bosquejo estructural sobre el corte de la ruta 76, en el Abra de la Ventana. Se observan pliegues apretados y volcados con vergencia hacia noreste, fallas inversas de bajo a mediano ángulo vinculadas genéticamente con el plegamiento y fallas de alto ángulo que lo cortan y que poseen una componente de rumbo importante. El sentido de movimiento de estas últimas es aparente ya que no se cuenta con una vista tridimensional de las mismas.

un corte de ruta de unos 300 m de largo en el que afloran rocas de la Formación Tunas compuesta por intercalaciones de areniscas medianas amarillentas y areniscas finas rojizas (Fig. 3A). La línea de la sección forma un ángulo de 60° con el rumbo general de la estructura y al igual que en el caso anterior las ac-

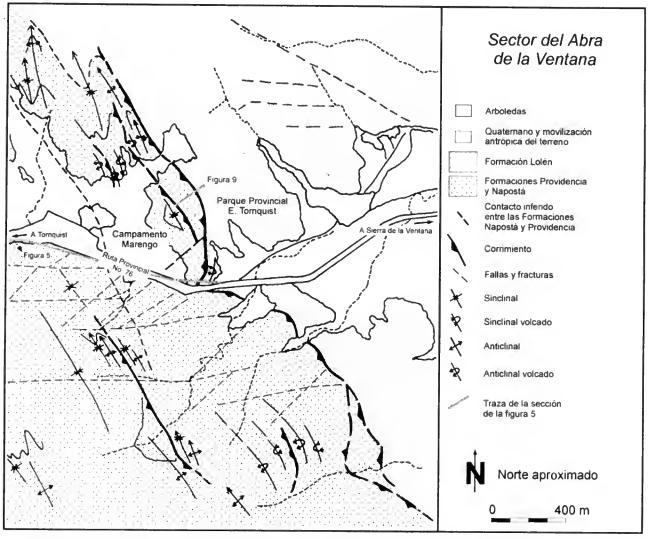


Figura 6: Mapa geológico fotointerpretado (fotografía aérea II-R647-55 SPARTAN) con control de campo. El contacto entre las Formaciones Providencia y Napostá se tomó de Díaz (1988). Véanse las trazas de la sección de la Fig. 5 y del bosquejo de la Fig. 7.

titudes marcadas en el bosquejo fueron tomadas directamente sobre los planos de estratificación. El sentido de movimiento aparente de las fallas marcadas, en general fue inferido en base al desplazamiento relativo de bancos guías. Si bien no se tiene control tridimensional de las mismas por la cobertura de suelo que tapiza el sector, el tipo de geometrías encontradas es característico de fallas inversas, sin embargo no se pueden descartar componentes de rumbo en su movimiento. Es interesante destacar que la vergencia en este perfil, marcada por la asimetría de los pliegues e inclinación de las fallas, es hacia el sudoeste, es decir contraria al sentido general de transporte estructural de las Sierras Australes. Esto ya podía notarse en los bosquejos regionales realizados por Schiller (1930), Suero (1972) y Japas (1986) y también fue observado por los autores en los afloramientos del cerro de la Cruz y en el arroyo el Diecisiete, en la Estancia 2 de Mayo a unos 10 km al noreste de esta localidad.

En esta sección (Fig. 3A) se observan dos estructuras interesantes. La más oriental es un pequeño sistema *dúplex* limitado al oeste por una falla de suelo y al este por una falla de techo. En la Fig. 3B se muestra esquemáticamente como se podría haber desarrollado la porción occidental de esta estructura. Sin embargo no se hace énfasis en la parte oriental ya que ésta se puede explicar con una falla fuera de secuencia que corte desde atrás a la estructura o por la coalescencia de rampas basales con un aumento en el desplazamiento de láminas algo más pequeñas que las del esquema. La Fig. 4 muestra una foto de esta geometría y su interpretación. La otra estructura interesante se ubica al oeste y también corresponde a un sistema *dúplex* (Fig. 3C). Sin embargo, a diferencia de la anterior, tiene vergencia hacia el noreste. Esta estructura pliega a la falla que inclina al noreste y que se encuentra por encima, lo que indica

una precedencia de la segunda respecto a la primera. En esta sección el mecanismo predominante para la formación del plegamiento es el de flexión de falla.

Sección Abra de la Ventana

La Fig. 5 muestra el bosquejo realizado sobre el corte de la ruta 76 en el sector del Abra de la Ventana (Fig. 6). Es una localidad clásica para quienes trabajan en la región y su estructura ya fue estudiada por diversos investigadores (Amos y Urien 1968; Massabie y Rossello 1985; Di Nardo y Dimieri 1984; Díaz 1988). El perfil tiene un largo aproximado de 1500 m y atraviesa cuarcitas rosas y blancas de las Formaciones Providencia y Napostá respectivamente. A diferencia de los anteriores, está caracterizado por la presencia de pliegues apretados y volcados con vergencia hacia el noreste, en los que, en algunos casos se produce la fluencia de material desde los flancos hacia las charnelas. Las fallas también juegan un papel muy importante y se pueden dividir en dos grupos. El primero corresponde a fallas inversas de bajo a mediano ángulo que se vinculan genéticamente al plegamiento, desarrollado mediante mecanismos combinados de *propagación de falla* y *despegue* bajo un régimen relativamente dúctil (flujo de material hacia las charnelas). El segundo grupo de fallas no está vinculado al plegamiento sino que lo corta y en general corresponde a fallas de alto ángulo, con poco rechazo que pueden relacionarse al fallamiento estudiado por Massabie y Rossello (1985) con marcada componente de rumbo. En superficie sólo se pueden seguir las trazas de este último grupo ya que se asocian a importantes espesores de brechas (Massabie y Rossello 1985).

Relación entre las Formaciones Providencia y Lolén

Estratigráficamente, la Formación Lolén sobreyace a la Formación Providencia y en muchos sectores de las sierras el contacto entre ambas se presenta plegado como se puede observar en los mapas de Harrington (1947) y Suero (1961) y en las observaciones detalladas realizadas por Japas (1988). Los autores han tenido oportunidad de analizar este contacto en el sector sur de parque Tornquist (Figs. 6 y 7) y en la Estancia las Vertientes (Fig. 8) en donde el mismo es tectónico y se da por una falla inversa que monta a las cuarcitas de la Formación Providencia sobre las areniscas de la Formación Lolén. Esta relación ya había sido propuesta por Keidel (1916) y Schiller (1930) y fue marcada en las secciones representadas por Von Gosen *et al.* (1990). Este tipo de contacto se observó hacia el sur, en el cerro Los Tres Picos, donde las cuarcitas de la Formación Napostá

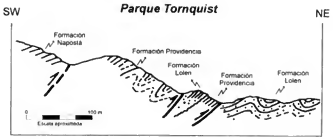


Figura 7: Perfil esquemático donde se observa el contacto entre las Formaciones Providencia (Devónico inferior) y Lolén (Devónico superior) mediante un corrimiento inclinando al sudoeste en el sector de Parque Tornquist.

montan a las de la Formación Providencia, originando en esta localidad las mayores elevaciones de las sierras.

En el mapa de la Fig. 6, se puede ver el contacto tectónico entre las Formaciones Providencia y Lolén en el sector sur de Parque Tornquist, sin embargo hacia el norte el mismo se presenta plegado y sin falla de por medio. Esta doble naturaleza del contacto se puede explicar considerando un aumento del rechazo hacia el sector del Abra de la Ventana que produce la ruptura de un pliegue de primer orden y el corrimiento de la Formación Providencia sobre la Formación Lolén (Fig. 9). El importante sinclinal que se observa al oeste del corrimiento hacia el noroeste de Parque Tornquist (Fig. 6) corresponde a una sinforma frontal del pliegue, previa a la ruptura y transporte de la estructura. Los pliegues mayores del area necesitan para ser balanceados en profundidad, explicarse por un mecanismo de propagación de falla en un sistema de alta ductilidad, en el que además se producen tanto despegues basales profundos e importantes como despegues menores y superficiales que dan origen a los distintos órdenes de plegamiento. Geométricamente los pliegues por propaga-

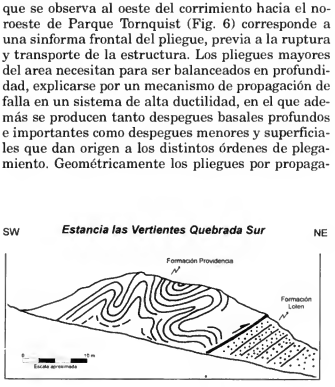


Figura 8: Perfil esquemático donde se observa el contacto entre las Formaciones Providencia (Devónico inferior) y Lolén (Devónico superior) mediante un corrimiento inclinando al sudoeste en el sector de la Estancia las Vertientes.

ción de falla generados en sectores de baja ductilidad (Fig. 10a), suelen trabarse y transportarse (*break-through-anticline*) debido a la imposibilidad de rotación de sus limbos frontales *(pliegues por propagación de falla de espesor constante transportados*; Suppe y Mendwedeff 1990). Cuando la ductilidad del sistema es elevada, existe la posibilidad de que el material *fluya* desde los limbos dorsales hacia los limbos frontales y el pliegue pueda continuar avanzando sin fallarse *(pliegues por propagación de falla de charnela fija*; Suppe y Mendwedeff 1990). En este caso predomina el segundo mecanismo y el plegamiento puede avanzar bastante sin romperse, sin embargo y como lo muestra la Fig. 10b, en sectores con importante rechazo, se produce la falla, se rompe el pliegue y se transporta sobre el bloque autóctono (sector sur del Parque Tornquist).

Límite entre las sierras de Pillahuincó y Ventana

En el límite entre las sierras de Pillahuincó y Ventana se emplaza uno de los valles principales de la región que es el del río Sauce Grande. En él Cobbold *et al.* (1986) marcan un corrimiento que inclina hacia el poniente. Este valle se encuentra limitado por afloramientos de la Formación Sauce Grande tanto al este como al oeste. Hacia el oeste la pendiente sube suavemente a través de la Formación Lolén hasta alcanzar el quiebre en el que comienza la sierra de la Ventana con los afloramientos de la Formación Providencia (Fig. 11). Al oriente del valle, se levanta abruptamente la escarpa de la sierra de Pillahuincó, la que presenta una marcada asimetría topográfica, siendo abrupta hacia el poniente y suave hacia el oriente, y como se expresó anteriormente, tiene vergencia estructural hacia el oeste. Si bien los elementos analizados son escasos, los autores proponen la existencia de una falla inversa que inclina hacia el este bajo el valle del río Sauce Grande y que sería la responsable del levantamiento principal de la sierra de Pillahuincó. La escala regional que abarcaría esta falla sería semejante a la de la existente en el límite entre las Formaciones Providencia y Lolén y entre ambas podría definirse una zona triangular en profundidad.

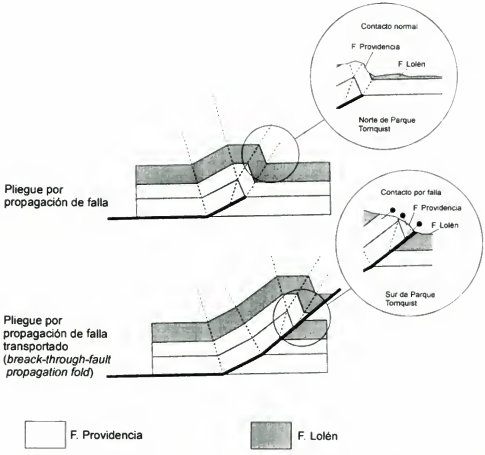


Figura 9: Esquema de la relación entre las Formaciones Providencia y Lolén en los sectores norte (**arriba**) y sur (**abajo**) de Parque Tornquist.

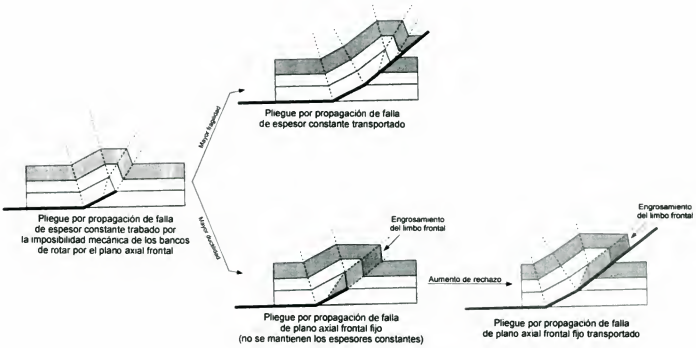


Figura 10: Esquema teórico de evolución de un pliegue por propagación de falla trabado en un sistema de mayor fragilidad, en el que no hay cambio en el espesor de los bancos (**arriba**) y en uno de mayor ductilidad en el que hay un engrosamiento del flanco frontal (en la práctica podría haber engrosamiento en la charnela) (**abajo**). En este segundo caso puede haber mayor acortamiento sin que se produzca el transporte de la estructura, sin embargo llega un punto en el que la misma se rompe y se produce la discontinuidad tectónica (abajo - derecha).

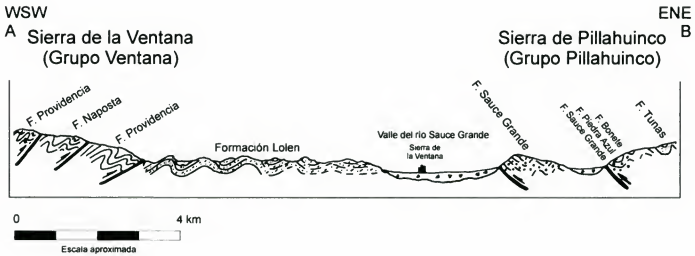


Figura 11: Perfil esquemático A-B que atraviesa parte de las sierras de Pillahuincó y Ventana (véase ubicación en figura 1). El contacto entre ambas está dado por el valle del río Sauce Grande bajo el cual se plantea la existencia de un bajo-corrimiento inclinado hacia el noreste que levantaría la sierra de Pillahuincó.

Consideraciones y conclusiones

Se aportan nuevos ejemplos de escala mesoscópica acerca de la importante participación de fallas y corrimientos en la estructura de la región que quedan puestos de manifiesto en los bosquejos estructurales presentados (Figs. 2, 3 y 5). Este tipo de estructuras es difícil de observar en planta por la similitud litológica entre las distintas láminas falladas y porque en general existe una importante cubierta de suelos en la región. Sin embargo, en aquellos sectores donde se corta transversalmente a los afloramientos (laboreos de rutas o canteras) se observa que las fallas son abundantes y que se vinculan genéticamente al plegamiento.

Las observaciones realizadas por los autores en la sección del Despeñadero (Fig. 3) y en los afloramientos del cerro de la Cruz y arroyo el Diecisiete, en la Estancia 2 de Mayo, muestran una vergencia occidental para la sierra de Pillahuincó. Este hecho junto con la presencia de un importante valle entre las sierras de Ventana y Pillahuincó, con la asimetría de ese sector intermontano y de la última sierra llevan a los autores a proponer la existencia de una falla inversa inclinando hacia el este que podría delimitar orientalmente una zona triangular entre las dos sierras mencionadas (Fig. 11). El borde occidental de la misma estaría dado por el límite entre las Formaciones Providencia y Lolén y se relacionaría a un frente que si bien es no emergente en algunos sectores, en otros es por falla inversa que monta a la primera formación sobre la segunda.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer al CONICET (Proyecto PIA Nº 6218), al Laboratorio de Paleomagnetismo "D. A. Valencio", al Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires (Proyecto UBA-CYT EX135), con cuyo apoyo se están llevando a cabo estas tareas de investigación; así como también a Fundación Antorchas en su contribución al equipamiento de gabinete. Se desea agradecer especialmente a Víctor A. Ramos por la revisión del manuscrito y por las ideas aportadas, a Fernando Pereyra, a M. Guarino y a P. Monteverde por el material facilitado. Asimismo se agradece a Sellés Martínez, Cobbold y otro árbitro anónimo que corrigieron el manuscrito de este trabajo contribuyendo al mejoramiento del mismo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Amos, A. y Urien, M., 1968. La falla Abra de la Ventana en las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23 (3): 197-206. Buenos Aires.

Bonarelli G. y Pastore, F., 1915. Una cantera de granito cerca de la Estación López Lecube (FCP) en el Partido de Villarino (provincia de Buenos Aires). Estudio geológico petrográfico. Anales del Museo Nacional de Historia Natural, 2: 127-138, Buenos Aires.

Borrello, A.V., 1969. Los Geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería. Anales, 14. Buenos Aires.

Borrello, A.V., 1971. Aspectos geosinclinales salientes de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Reunión sobre Geología de las Sierras Australes Bonaerenses. Comisión de Investigaciones Científicas, 21-26. La Plata.

Buggisch, W., 1987. Stratigraphy and very low grade metamorphism of the Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (Argentina) and implications in Gondwana correlation. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, 1, 819-817. Berlin.

Cobbold, P. R., Massabie, A. C. y Rossello, E. A., 1986. Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes Foldbelt, Argentina. Hercynica, 2 (2): 135-148. París.

Cobbold, P. R., Gapais, D. y Rossello, E. A., 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Varisican Sierras Australes, Argentina. Journal of Structural Geology, 13 (7): 743-758. Oxford.

Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.R., Milani, E.J. y Szatmari, P., 1992. Permo-Triassic intracontinental deformation in SW Gondwana. En: Wit y Ransome (Eds.), Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa. Balkema, Rotterdam.

Cuerda, A. J., Cingolani, C. A. y Barranquero, H. R., 1975. Estratigrafía del basamento precámbrico en la comarca de los Cerros Pan de Azucar-del Corral, Sierras Australes (Provincia de Buenos Aires). Actas del 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 2, 57-63. Buenos Aires.

Cucchi, R., 1966. Petrofábrica del conglomerado de la Formación La Lola, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 21 (2): 71-106. Buenos Aires.

Dalmayrac, B., Laubacher, G., Marocco, R., Martinez, C. y Tomasi, P., 1980. La chaine hercynienne d'Amerique du Sud. Structure et evolution d'un orogene intracratonique. Geologische Rundschau, 69 (1):1-21. Stuttgart.

Darwin, C., 1838. Geological notes made during a survey of East and West coasts of South America, in the years 1832, 1833, 1834, and 1835, with an account of a transverse section of the Cordilleras of the Andes between Valparaíso and Mendoza. Read 10 of november 1835. Proceedings of the Geological Society of London, 2 (1838): 210-212. Londres.

Díaz, G., 1988. Características estructurales del Abra de la Ventana y Adyacencias. Sierras Australes de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43 (4): 482-492. Buenos Aires.

Di Nardo, L. R. y Dimieri, L. V., 1984. Posibles mecanismos de deformación de la masa rocosa en las Formaciones Napostá y Providencia, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Actas 1º Reunión de Trabajo de Microtectónica. 14-17. Buenos Aires.

Di Nardo, L. R. y Dimieri, L. V., 1988. Mesoestructuras en el campo del comportamiento rígido, Abra de la Ventana, Sierras Australes de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 43 (2): 140-152. Buenos Aires.

Du Toit, A. 1927. A geological comparison of South America with South Africa. Carnegie Intitute of Washington Publications, 381, 1-157. Washington.

Harrington, H., 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33m y 34m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. Servicio Nacional de Minería y Geología, Boletín 61. Buenos Aires.

Harrington, H., 1970. Las Sierras Australes de Buenos Aires, República Argentina: Cadena Aulacogénica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25 (2), 151-181, Buenos Aires.

Hauthal, R. 1892. La Sierra de la Ventana (Provincia de Buenos Aires). Museo de La Plata. Revista, 3: 3-11. La Plata.

Hauthal, R. 1896. Contribución al estudio de la geología de la Provincia de Buenos Aires. I. Las Sierras entre Cabo Corrientes e Hinojo. Museo de La Plata, Revista, 7: 477-489. La Plata.

Hauthal, R. 1901. Contribución al conocimiento de la Geología de la Provincia de Buenos Aires. I. Excursión a la Sierra de la Ventana. II. Apuntes geológicos de la Sierra de Olavarría. Universidad Nacional de La Plata, Publicaciones, 1, La Plata.

Japas, M. S., 1986. Caracterización geométrico-estructural del Grupo Pillahuincó. I Perfil del Arroyo Atravesado Sierra de las Tunas. Sierras Australes de Buenos Aires. Anales Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Buenos Aires, 38: 145-156. Buenos Aires.

Japas, M. S., 1987. Caracterización geométrico-estructural del Grupo Pillahuincó. II Formación Sauce Grande. Perfil del Cordón Mambacher y Sierra de las Tunas occidental, Sierras Australes de Buenos Aires. Anales Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Buenos Aires, 39: 125-144. Buenos Aires.

Japas, M. S., 1988. Análisis cuantitativo de la deformación en el sector oriental de las Sierras Australes de Buenos Aires y su implicancia geodinámica. Tesis Doctoral, Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, 359 p. (Inédito).

Japas, M. S., 1989. La deformación de la cadena plegada de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, 40: 193-215. Buenos Aires.

Japas, M. S., 1992a. La evolución estructural del Sector Oriental de la Sierras Australes de Buenos Aires revelada a través de sus estructuras menores. Monografía de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 8: 115-122. Buenos Aires.

Japas, M. S., 1992b. La deformación de la Formación Sauce Grande. Sierras Australes de Buenos Aires. Monografía de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 8: 109-114. Buenos Aires.

Keidel, J. 1916. La geología de las sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas del Cabo y los Andes. Ministerio de Agricultura. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales, 11 (3), Buenos Aires.

Keidel, J. 1925. Sobre el desarrollo paleogeográfico de las grandes unidades geológicas de la Argentina. Anales, Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, (GAEA), 1(4): 251-312. Buenos Aires.

Keidel, J. 1945. Los plegamientos Precámbricos y Paleozoicos. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos. (GAEA), Suplemento, 1, 218 p. Buenos Aires.

Kilmurray, J. 1975. Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, las facies de deformación y nueva interpretación estratigráfica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 30 (4): 331-348, Buenos Aires.

Leone, E. M., 1986. Geología de los Cerros Tornquist y Recreo, Sierra de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 41 (1-2): 117-123, 1986. Buenos Aires.

Lock, B. E., 1980. Flat-plate subduction and the Cape Fold Belt of South Africa. Geology, 8: 35-39.

Martínez, C., 1980. Structure et evolution de la chaine Hercynienne et de la chaine Andine dans le nord de la cordillére des Andes de Bolivie. Travaux et documents de L'OSTROM, 119: 1-352, París.

Massabie, A. C. y Rossello, E. A., 1984. La discordancia pre-formación Sauce Grande y su entorno estratigráfico, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Actas 9° Congreso Geológico Argentino, 1: 337-352.

Massabie, A. C. y Rossello, E. A., 1985. Evaluación del acortamiento por kinking en la Formación Sauce Grande, Sierras Australes de Buenos Aires. 2 Reunión de Microtectónica, 35-38, Bahía Blanca.

Massabie, A. C., Rossello, E. A. y Amos, A., 1986. Kinematic interpretation of the minor and mesoestructures in the Abra de la Ventana area, Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina. Anales. Academia de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Buenos Aires, 38: 215-232.

Ramos, V., 1984. Patagonia: un continente paleozoico a la deriva. Actas 9° Congreso Geológico Argentino, 2: 311-325, Buenos Aires.

Ramos, V. A., 1988. Tectonics of the Late Proterozoic - Early Paleozoic: a collisional history of Southern South America. Episodes, 11 (3): 168-174. Ottawa.

Rapalini, A. E., Tarling, D. H., Turner, P., Flint, S. y Vilas, J. F., 1994. Paleomagnetism of the Carboniferous Tepuel Group, central Patagonia, Argentina. Tectonics, 13, 5: 1277-1294. Washington.

Rossello, E. A. y Massabie, A. C., 1981. Micro y meso estructuras en las Formaciones Lolén y Sauce Grande y sus implicancias tectónicas en las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 36 (3): 272-285. Buenos Aires.

Rossello, E. A. y Massabie, A. C., 1992. Caracterización tectónica del Kinking mesoscópico de las Sierras Australes de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47 (20): 179-187. Buenos Aires.

Schiller, W., 1930. Investigaciones geológicas en las montañas del Sudoeste de la Provincia de Buenos Aires. Anales del Museo de la Plata, Sección Mineralogía y Geología, 4, Serie 2, 1, 101 p. Buenos Aires.

Sellés Martínez, J., 1986. Las Sierras Australes de Buenos Aires, su vinculación a un cizallamiento regional. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 41 (1-2): 187-190. Buenos Aires.

Sellés Martínez, J., 1989. The structure of Sierras Australes (Buenos Aires, Argentina). An example of folding in a transpressive environment. Journal of South American Earth Sciences, 4: 317-329. Exeter.

Starck, D., 1984. Estudio Geológico de los Cerros del Aguila, del Aguilucho y Sombra del Toro. Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata (Inédito).

Suero, T., 1961. Compilación geológica de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Ministerio de Obras Públicas, LEMIT, División Geología, Serie 2, 216. La Plata.

Suero, T., 1972. Compilación geológica de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Ministerio de Obras Públicas, LEMIT, División Geología, Anales 3: 135-147. La Plata.

Suppe, J. y Mendwedeff, D., 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. Eclogae geologicae Helvetiae 83(3): 409-454. Basel.

Tomezzoli, R. y Vilas, J., 1996. Paleomagnetismo del Grupo Pillahuincó en Sierra de la Ventana (Estancias Las Julianas y San Carlos). Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 481-488, Buenos Aires.

Varela, R., 1978. Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires: Hipótesis de trabajo sobre su composición geológica y rasgos geotectónicos salientes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 33 (1): 52-62. Buenos Aires.

Varela, R. y Cingolani, C., 1975. Nuevas edades radimétricas del basamento aflorante en el Perfil del Cerro Pan de Azúcar - Cerro del Corral y consideraciones sobre la evolución geocronológica de las rocas ígneas de las Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. Actas 6° Congreso Geológico Argentino, 1: 543-556, Buenos Aires.

Varela, R., Leone, E. M. y Manceda, R., 1986. Estructura tectónica en la zona del Cerro del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 41 (3-4): 256-261. Buenos Aires.

Von Gosen, W., Buggisch, W. y Dimieri, L., 1990. Structural and metamorphic evolution of Sierras Australes (Buenos Aires Province, Argentina). Geologische Rundschau, 79 (3): 797-821. Stuttgart.

Von Gosen, W., Buggisch, W. y Krumm, S., 1991. Metamorphic and deformation mechanisms in the Sierras Australes fold thrust belt (Buenos Aires, Province, Argentina). Tectonophysics, 185: 335-356. Amsterdam.

Recibido: 28 de mayo, 1996
Aceptado: 25 de febrero, 1998

COMENTARIO

Delimitación del borde exterior de la plataforma continental

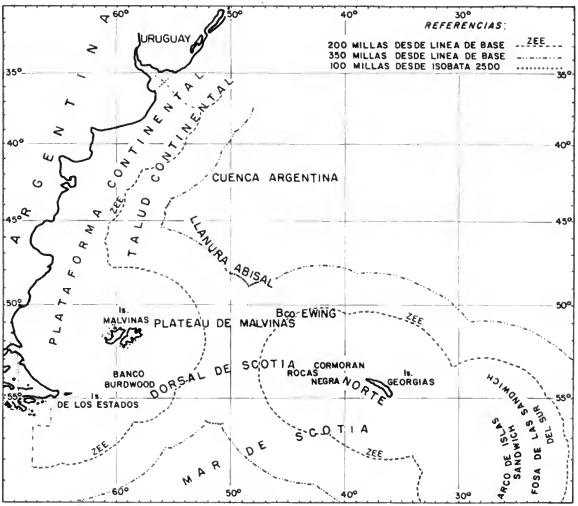
Mediante estas líneas se pretende informar y concientizar a la comunidad geológica argentina acerca de la elevación a la Secretaría General de las Naciones Unidas, por parte del país en los próximos nueve años, de la documentación técnica que dará sustento a las pretensiones argentinas acerca de la delimitación del borde exterior de la plataforma continental, de acuerdo a lo establecido en la Convención sobre el Derecho del Mar suscripta por el Congreso Nacional en diciembre de 1995.

Antecedentes

En 1958 se realizó en Ginebra la primera conferencia de las Naciones Unidas sobre el Derecho del Mar como corolario de las proclamas realizadas por los diferentes países en reclamo de los derechos soberanos de los recursos de la plataforma continental.

El decreto ley 1386/42 iniciado por el expediente DGM 179659/42 de enero de 1944 e inspirado en la Doctrina del Mar Libre (Juan José Nágera 1927), por el cual nuestro país extiende por primera vez su soberanía a las reservas minerales del mar epicontinental constituye una de las tantas proclamas unilaterales y también fue la primera manifestación de soberanía que el Estado argentino ejerció sobre su plataforma continental.

Tomando como base las nuevas ideas que se iban gestando acerca del derecho internacional, la convención de Ginebra reconoció los derechos sobre los recursos, el fondo marino y su subsuelo hasta los 200 metros de profundidad, o, más allá de donde la profundidad de las aguas suprayacentes permitan la exploración de los recursos, y se inicia una serie de rondas de conferencias que años mas tarde, abril de 1982, convoca a la III Convención sobre los Derechos del Mar que nuestro país suscribe dos años después, luego de dejar en claro sus derechos soberanos sobre las Islas Malvinas, Georgias y Sandwich del Sur, ratificándolo posteriormente por ley del Congreso en 1944.



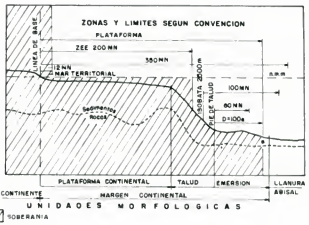
Aspectos técnicos de la delimitación.

La convención de las Naciones Unidas sobre el Derecho del Mar entró en vigor el 16 de noviembre de 1994 y fue aprobada por el Congreso Nacional en diciembre de 1995. En su Parte IV, Plataforma Continental, Art. 76, la Convención define a la plataforma como que comprende el lecho y el substrato de las áreas submarinas que se extienden más allá de su mar territorial y a todo lo largo de la prolongación natural de su territorio hasta el borde exterior del margen continental, o bien hasta una distancia de 200 millas marinas contadas desde las líneas de base a partir de las cuales se mide la anchura del mar territorial, en los casos en que el borde exterior del margen continental no llegue a esa distancia.

En su borde exterior el estado ribereño podría extenderse hasta los máximos más convenientes que establece el artículo, en los casos en que el borde exterior de su margen continental se encuentre más allá de las 200 millas, de 350 millas contadas a partir de las líneas de base o 100 millas a partir del pie del talud, (Fig. 1). Las fórmulas de aplicación para determinar el borde del margen, en esos casos, son: 60 millas contadas a partir del pie del talud y/o a la distancia donde el espesor sedimentario es el 1% de esa distancia, pero en ningún caso podrá extenderse más allá de los máximos arriba indicados.

El artículo 76 de la Convención contiene fórmulas técnicas complejas para definir la Plataforma Continental, expresión esta última que no está usada en el sentido geomorfológico sino como concepto jurídico (Fig. 2). Los estados tienen derecho a reivindicar el lecho y el subsuelo de las áreas submarinas hasta una distancia de 200 millas, aún cuando su margen continental morfológico tenga una extensión menor.

El Congreso Nacional promulgó el 10 de septiembre de 1991 la Ley 23968 Espacios Marítimos, en donde se fijaron las líneas de base normales y rectas de la República Argentina, a partir de las cuales se miden los espacios marítimos, definidas en los anexos I y II de la ley, y en su Art. 6º define a la Plataforma Continental sobre la cual la Nación ejerce soberanía en los mismos términos que la Convención.



La aplicación del Art. 76 implica anexar a los 2.701.800 km² de país emergido y a los 4.387.275 km² de superficie sumergida bajo nuestra soberanía y que nos corresponde por estar dentro de las 200 millas (Zona Económica Exclusiva), 1.375.848 km² de superficie sumergida más. Estos números reflejan con suficiente elocuencia el desafío técnico que implica la definición del borde exterior de la plataforma Continental que como la Fig. 1 indica, quedará comprendida entre el borde exterior de la ZEE y el límite máximo establecido por la Convención para el borde del margen continental, o sea los sectores más convenientes comprendidos entre las 100 millas contadas a partir del pie del talud y/o las 350 desde la línea de base.

Constituye éste, entonces, otro de los tantos temas que hacen al quehacer de geólogos, geofísicos y geodestas al cual no deberían ser ajenos ya que su aporte personal o institucional, orgánicamente encauzado, facilitará una delimitación conveniente a los intereses de nuestro país.

G. Parker
Servicio de Hidrografía Naval

COMENTARIO BIBLIOGRAFICO

Ramos, V. A., ed., 1996. Geología de la región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales, 24: 1-510. Buenos Aires.

Con el título de Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza, República Argentina, la Dirección Nacional del Servicio Geológico de la Subsecretaría de Minería de la Nación ha editado el N° 24 de sus Anales, con la autoría y dirección del Dr. Víctor Ramos que fue quien inició los primeros levantamientos de la Hoja Cerro Aconcagua a escala 1:100.000 encomendados por el citado servicio, ampliándose luego el área de relevamiento con la participación de un grupo de investigadores jóvenes que llevaron a cabo sus tesis, sea de Licenciatura o de Doctorado, principalmente en la Universidad de Buenos Aires, pero también algunos de la Universidad de La Plata. De este grupo ha surgido la mayor parte de los colaboradores que escribieron solos o en asocio con Ramos, Aguirre Urreta o Suzanne Kay, capítulos específicos de la obra.

Para la realización se contó con apoyo económico y logístico del Servicio Geológico Nacional, pero también con recursos financieros procedentes de la Universidad de Buenos Aires, del CONICET, de la National Geographic Society y la Fundación Antorchas. Tiene mérito destacable la decisión de la Dirección Nacional del Servicio Geológico de encomendar a Ramos la reunión en un volumen de los resultados de todas las investigaciones llevadas a cabo, así como es de particular trascendencia la planificación imaginada por el citado investigador de ampliar y detallar con nuevos trabajos de tesistas las primeras investigaciones que él realizara en el área que, por sus características fisiográficas constituye una región casi inaccesible que guardó, por años, los secretos de su composición y estructura.

La obra, que se ennoblece con un justísimo homenaje a uno de los verdaderos padres de nuestra geología, el Doctor Walter Schiller, -mi maestro de Geografía Física en el lejano 1943-, infatigable y perspicaz observador de las reales complejidades estructurales de la región, hace, asimismo, una sentida y merecida reverencia al Dr. Marcelo R. Yrigoyen, buen conocedor de la Cordillera Principal, con quien el autor principal desea compartir el homenaje al sabio geólogo alemán. La obra se inicia con una Introducción de Ramos y Aguirre Urreta en la que concisamente se dan al lector los datos de ubicación de la región estudiada, de su orografía e hidrografía y relación con otras grandes unidades morfoestructurales, así como ilustrativos mapas con itinerarios de reconocimiento y configuración de las zonas abarcadas por los trabajos de los investigadores que hicieron relevamientos en las cartas geológicas de las regiones de La Ramada y del Aconcagua y de cuya compilación, integrada con la información ya existente, resultó la obra que se comenta.

Una completa reseña, que se inicia con las observaciones de Darwin en 1835 integra el Capítulo 2 de la obra y en ella, de la autoría de Aguirre Urreta y Ramos, no queda omitida ninguna contribución de importancia, quedando patente el lento avance producido, particularmente en sectores de más fácil acceso, y el progresivo retorno a las primeras ideas de Schiller en relación con la interpretación estructural.

Un Marco Geológico cuyo contenido resulta esencial para integrar en un cuadro coherentemente relacionado toda la información que luego se expondrá, constituye el Capítulo 3 de la obra y es de la autoría exclusiva de Ramos. Su contenido es principalmente geotectónico y vincula las singularidades geológicas de la región al levantamiento tectónico de la cordillera en su tramo de alturas máximas, sin la participación de volcanes activos, por la interacción de las placas de Nazca y Sudamérica y la geometría de la zona de subducción. Los estudios de la sismicidad y la distribución del volcanismo cenozoico, que desaparece en la faja situada entre los 27-28° LS y 33° 30' LS, en la que se horizontaliza la zona de subducción, son fenómenos que traen aparejadas condiciones particulares que hacen a la instalación y migración de arcos volcánicos, apilamiento de secuencias y generación de depocentros en áreas del antepaís. Una graficación clara y oportuna facilita la comprensión del texto de este Capítulo, que se completa con una referencia a la naturaleza del basamento de los Andes que exigió una exposición de la historia de las acreciones viejas y la creación de sucesivas zonas de sutura entre los terrenos Pampia, Cuyania, Chilenia, etc., proceso detallado sobre la base de datos propios y ajenos, que hacen coherente y plausible la interpretación del autor, así sean estos aspectos de la evolución presentada, seguramente, y todavía, materia de muchas nuevas discusiones a medida que aportes sucesivos como el que aquí se comenta vayan apareciendo.

La reseña estratigráfica propiamente dicha se inicia en el Capítulo 4, con una descripción del Basamento Prejurásico redactada por Perez y Ramos, pasándose revista a los terrenos que constituyen el basamento de las secuencias mesozoicas de la región, de las que se proporciona un cuadro estratigráfico con correlaciones, entre otros, de los depósitos marinos neopaleozoicos, en muchos sectores metamorfizados por la intrusión granítica que soportaron, intrusión cuyas facies son descritas, así como es definido su emplazamiento por la naturaleza de sus contactos y su participación en un proceso de subducción activa por sus características geoquímicas. También

son descritas aquí las volcanitas permo-triásicas pertenecientes al Grupo Choiyoi cuya composición y estructura interna se detalla, así como se analizan químicamente sus componentes ubicando la secuencia volcánica en su ámbito tectónico. La actualización de los conceptos en un área tan extensa y con gran desarrollo de potentes exposiciones ha ofrecido información de valor para definir el carácter orogénico de las rocas que la componen. El capítulo finaliza con la consideración de los granitoides triásicos que intruyen a las volcanitas permo-triásicas, caracterizándose su litología, composición y características geoquímicas, dedicándose algunas consideraciones al volcanismo jurásico inferior y un brevísimo y esclarecedor resumen del ciclo magmático gondwánico.

Los depósitos triásicos y jurásicos de la Alta Cordillera de San Juan son tratados en el Capítulo 5 de la obra, a cargo de Pamela Alvarez, del Laboratorio de Tectónica Andina de la U.B.A., y constituyen un aporte de real relevancia al conocimiento de una zona de la que se poseían datos mayormente puntuales y referidos a algunas localidades en las que se habían hecho prolijas colecciones de fósiles por autores previos. Trabajos recientes de Cristallini *et al.* (1995) y Ramos y Alvarez (1996) revelaron la presencia de depósitos de una cuenca de rift con acumulación de secuencias triásicas y jurásicas que constituyen la llamada Cuenca de La Ramada, la más occidental de las de este tipo en la región.

Se intenta establecer una correlación de los depósitos de esta cuenca con los que integran la cuenca aconcagüina y neuquina-mendocina y se detalla la estratigrafía y peculiaridades litológicas de las unidades, particularmente las basales, proporcionándose el primer mapa a escala semidetallada del faldeo occidental del Cordón del Espinacito (Alvarez, P. *et al.* 1996), definiéndose con detalle la naturaleza de los depósitos iniciales de la citada cuenca triásica, a los que se sobreponen en discordancia depósitos de edad jurásica. De todo el conjunto se hace un pormenorizado análisis litofacial y bioestratigráfico con detalladas columnas y cuadros. Se incluye una revisión de la zonación bioestratigráfica magníficamente ilustrada y se agregan mapas de distribución de afloramientos para las diferentes unidades estratigráficas que componen el área así como reconstrucciones paleogeográficas que conforman, con el resto de la vasta información producida de una extensa región de no fácil acceso una inestimable base de datos para la Alta Cordillera de San Juan.

Los depósitos jurásicos de la Alta Cordillera de Mendoza, según la organización del trabajo, son tratados por Gabriela Lo Forte en el Capítulo 6, en el que se establecen las conexiones estratigráficas de este sector, emergido hasta los tiempos calovianos, con los depósitos coetáneos de la cuenca de La Ramada en San Juan y con los de la cuenca neuquino-aconcagüina. La descripción estratigráfica, prolijamente realizada, pondera con justicia los señalados aportes de muchos investigadores previos, y analiza cada unidad actualizando cuestiones nomenclaturales, litología, contenido paleontológico y ambientes sedimentológicos, aportando excelente documentación gráfica referida a correlaciones, rasgos estructurales y fósiles de las distintas unidades, integrantes de las distintas láminas de corrimiento. Un esquema paleogeográfico y un cuadro de correlaciones cierra este capítulo de la obra.

Ella continúa en ordenado sistema con la consideración de los Depósitos Tithononeocomianos, a cargo de Aguirre Urreta y Lo Forte quienes se ocupan del análisis de los depósitos de plataforma que integran uno de los ambientes en que estos depósitos pueden ser divididos, estando a cargo de Lo Forte los aportes sedimentológicos y de Aguirre Urreta los de índole bioestratigráfica y paleontológica, conjunto con el cual se agregan todos los conocimientos previos de diferentes autores anteriores, que se citan.

Numerosas secciones estratigráficas permiten seguir las variaciones faciales de las distintas unidades del Grupo Mendoza regidas por variaciones eustáticas que dan sello a las facies y condicionan el contenido faunístico, cuyas formas principales se representan, delineándose un cuadro de evolución paleogeográfica para dicho Grupo, con lo cual se cierra el ciclo de sedimentación marina y se inicia para la región un período de sedimentación continental con volcanismo asociado que es tratado en el Capítulo 8 por Cristallini y Ramos.

Los terrenos que se tratan constituyen, en el sector oriental de la zona analizada, lo que Groeber incluyera en el Ciclo Diamantiano (Formación Diamante de Yrigoyen), depósitos terrígenos que hacia el oeste pasan lateralmente a otros volcaniclásticos y volcánicos, no siempre fáciles de discriminar dados los frecuentes y rápidos cambios de facies. Una esmerada descripción de perfiles en diferentes áreas tipo, así como el estudio de características químicas y geoquímicas de las rocas ha permitido a los autores la elaboración de un cuadro estratigráfico muy comprensible de las relaciones espaciales de las distintas unidades existentes, no sólo en Argentina sino también las conocidas y descritas para la vecindad chilena permitiéndose, también, con la discusión de discriminadores tectónicos, analizar la naturaleza y origen del material que compone las rocas, permitiendo sugerir su posición geotectónica. El Capítulo se enriquece con el tratamiento de otras rocas volcánicas y plutónicas mesozoicas y la inserción de un modelo tectónico para las unidades tratadas y un cuadro de las intercalaciones volcánicas del Jurásico superior y Cretácico inferior.

Con la autoría de Daniel Perez y Víctor Ramos el Capítulo 9 trata el Volcanismo de la Región de La

Ramada a través del cual, a través de una criteriosa organización de la exposición, característica de todo el conjunto de la obra, se pasa revista a todas las manifestaciones volcánicas de la región de La Ramada, tratándose los cuerpos según criterios petrográficos, químicos, geoquímicos, isotópicos y geotectónicos que se resumen en un expresivo cuadro que muestra la relación entre la estratigrafía volcánica y los diastrofismos que la afectaron. El estudio aporta información nueva de una extensa comarca y se adentra en consideraciones sobre la construcción de los aparatos volcánicos en el área y su tipología.

El volcanismo de la Región del Aconcagua sobre el que se expone a continuación con la intervención de Víctor Ramos, Suzanne Kay y Daniel Perez en el Capítulo 10 dilucida, como tema central, la más que centenaria discusión acerca de la verdadera naturaleza de la más alta cumbre andina tenida, por muchos autores, como de índole volcánica, idea que, por períodos se tuvo por cierta. Expuesta la cuestión en una síntesis esclarecedora, en la que aportan en sucesión cronológica todas las opiniones importantes, y de la que surgen, reivindicadas, las pioneras interpretaciones de Schiller, el Capítulo considera la presencia de todas las manifestaciones volcánicas y sus relaciones estratigráficas, caracterizando con estudios químicos, geoquímicos, petrográficos e isotópicos todas las manifestaciones. Muestreos de alto interés en el sector de la cumbre aconcagüina permitieron un menudo recuento de orden isotópico, técnica utilizada para todos los cuerpos importantes cuya ubicación queda patentizada en cuadros que asocian unidades, edades y relaciones con eventos magmáticos; en uno de tales cuadros, asimismo, se vinculan los eventos volcánicos con las discordancias principales tanto en la región de La Ramada como en la del Aconcagua. Una excelente ilustración de todo el capítulo, en la que sobresale la pedagógica vista aérea del sector de la cumbre del Cerro Aconcagua adorna su contenido, que concluye con una exposición sintética de la evolución geológica en la que se señalan los tres momentos de actividad tectónica que conducen a sucesivos acortamientos corticales, los que rematan en el evento final, a los 8 Ma, y a través de cuya existencia van a originarse los depósitos sinorogénicos tratados a continuación.

Esta tarea, a cargo de Daniel Perez y Víctor Ramos proporciona información sobre aquellos depósitos cenozoicos originados en el levantamiento cordillerano y distribuidos hoy en dos cuencas, las de Manantiales y del río Vacas, que los autores presumen única en los primeros estadios de su desarrollo. Los depósitos sinorogénicos, siendo consecuencia de sucesivas etapas de erosión originadas en la evolución estructural que creó relieves y en la erosión subiguiente, en cada caso, ha permitido la reconstrucción de una historia bien documentada. Se detallan perfiles y se fijan edades sobre bases propias y la información de otros autores, aportando al conocimiento de sistemas de avenamiento y fundamentando correlaciones faciales en las diferentes láminas de corrimiento.

La reunión de los datos y su estudio ordenado hace comprensible la evolución estructural y deja espacio para una explicación plausible de la distribución de los depósitos de la ingresión marina miocena, sorprendentemente penetrante y que ha permitido vincular afloramientos muy aislados hoy a lo largo de la región tratada y aún otros muy alejados fuera del área de estudio. Al respecto, unas oportunas páginas del capítulo 11, en tren de actualizar el conocimiento, traen a colación con justicia ideas pioneras de viejos investigadores a cuyos datos se agregan los descubrimientos por los autores en el área cordillerana sanjuanina.

La reseña estratigráfica propiamente dicha concluye en una síntesis de Ramos dedicada a los Depósitos Cuaternarios, no sometidos a estudio específico según el autor manifiesta, pero que, sin embargo, son caracterizados y subdivididos en unidades que incluyen depósitos aterrazados, glaciarios y glaciifluviales, lagunares y de remoción en masa, tratados también en el capítulo dedicado a la Geomorfología. Se mencionan y describen algunos depósitos de caliche de interés y se cierra la somera enumeración y tipificación general con referencias a los depósitos coluviales y aluviales, para dar entrada a los capítulos 13 y 14 de la obra, que constituyen la caracterización estructural de la región tratada y que por la singularidad y novedad de los aportes, cantidad y calidad de los datos, claridad de exposición y rigor metodológico, así como organización de la exposición, constituyen una de las partes esenciales de la obra.

La Faja Plegada y Corrida de la Ramada, descripta por Ernesto O. Cristallini, muestra peculiaridades estructurales originadas en la inversión tectónica de un cuadro extensional pretérito con participación de rocas triásicas y jurásicas. Este cuadro, revertido durante la evolución diastrófica terciaria se deja ver en esta sección de la cadena andina marcando una diferencia con el que muestra la región del Aconcagua.

Es difícil, si no se entra en detalles, resumir el cuantioso volumen de datos que este capítulo debido a la pluma de Cristallini, tanto como el aportado por Ramos y Marcelo Cegarra para la Faja Plegada del Aconcagua, pero no puede soslayarse la claridad de la exposición de los fenómenos observados asi como la abundante y precisa ilustración con que dichos autores demuestran sus aseveraciones. Bosquejos estructurales, bloques tridimensionales, secciones y perfiles balanceados han permitido poner en tiempo y espacio los formidables volúmenes de rocas movilizados, sea por viejas fallas de extensión, a través de las cuales se ha producido inversión tectónica, sea a

través de planos de despegue sobre secciones dúctiles.

La evaluación pormenorizada de los espesores y superficies paleogeográficamente consideradas ha conducido a Cristallini y a Ramos, en cada caso, a intentar reconstrucciones palinspásticas que permitieron evaluar los montos aproximados de acortamiento cortical, variable según las áreas y terrenos implicados, pero bien controlados y de valores en general coincidentes con los obtenidos por otros investigadores geólogos y geofísicos.

Un capítulo, el 15, dedicado a la geomorfología, de la autoría de Fernando X. Pereira complementa con sus aportes la acumulación de datos e ideas hasta aquí traídas a colación, sumatoria que da pié a un capítulo, el N° 16, en el que Ramos trata la Evolución tectónica de la Alta Cordillera de San Juan y Mendoza.

El autor desarrolla los episodios de esa evolución tectónica singularizando la existencia de cinco eventos diastróficos principales a los que caracteriza señalando sus causas, edades y efectos más importantes y de cuya atenta lectura pueden derivarse conexiones con otras regiones del país con las que pueden realizarse consistentes comparaciones de comportamiento.

Con un relato que se hace coincidir con la parte final de la orogenia gondwánica, sigue un fenómeno de extensión en el Mesozoico temprano que da origen al llamado Rift Mercedario, cuya existencia se desconocía y es señalada por primera vez, y que es parte de un sistema similar y más extenso que controló el desarrollo de las cuencas tafrogenéticas triásicas argentinas. Se analizan los depósitos correspondientes y se consideran luego los que, en distintas cuencas, se vinculan con el período de subducción extensional mesozoica del que se pasa a una etapa de alta compresión con la generación de engranajes entre las facies de arco volcánico y sus correspondientes volcaniclásticas y epiclásticas. La segmentación orogénica andina es detallada desde su inicio en tiempos miocénicos tempranos, consignándose las diferencias entre los efectos del proceso orogénico en las fajas plegadas de La Ramada y Aconcagua. La cuidadosa observación y el análisis penetrante han permitido la síntesis de los procesos geológicos del Neógeno en un cuadro de notable claridad.

En el capítulo 17 de la obra, Ramos presenta una reseña sobre Los Recursos Mineros, ordenando su descripción de acuerdo con los grandes ciclos tectónicos y metalogénicos. Para los minerales metalíferos se dan las ubicaciones y datos esenciales lo mismo que para los depósitos no metalíferos como el yeso, por ejemplo, de buena calidad y hasta de volumen.

Un capítulo final, el 18, dedicado a Areas de Interés, parece un adecuado colofón a la obra toda. En el mismo, aparte de desarrollar una suscinta historia del origen del Puente del Inca, según diferentes autores, se propone una nueva hipótesis. Se agrega luego una lista de lugares de interés antropológico, arqueológico e histórico y - creo que no por casualidad - el libro se cierra con una referencia a las rutas seguidas por la "gesta libertadora de San Martín".

La suscinta descripción de los itinerarios, situada la acción en los tiempos en que tuvo lugar, y conmovido el ánimo por la grandiosidad del paisaje cuya geología se termina de leer, mueve el pensamiento hacia la labor de heroínas y héroes civiles menos notorios, que nos han hecho conocer mejor las tierras liberadas.

La obra de Ramos y sus colaboradores constituirá, sin dudas, un hito trascendente en la historia de la geología de Argentina, al dejar revelada, con adecuado detalle, la geología de una vasta región sólo conocida parcialmente a través de la labor de denodados investigadores y que guardó hasta ahora, al amparo de su inaccesibilidad, los secretos de su composición estratigrafica y de su evolución geológica.

Asumidas como propias de la tarea las dificultades que un área de tales condiciones plantea a la labor geológica, queda, sin embargo, un amplio margen para la admiración hacia los autores que, en diferente medida pero con igual entusiasmo y entrega, hicieron posible la concreción de la obra.

Un oportuno mapa (Fig. 4 de la Introducción) indica el área de trabajo de todos los que contribuyeron al conocimiento de la región asi no hayan participado luego en la redacción de esta obra. Creo que ese mapa es la primera expresión del reconocimiento de quien conduce al grupo, a cada uno de sus miembros. Es, también, creo, una muestra de la calidad del Maestro que forma, apoya, conduce y da oportunidad a quienes serán quizás sus sucesores. Por ello, y por la excelente organización de la obra; la selección de colaboradores de alto nivel donde fue necesario; la calidad y cuidado de la ilustración; por el tratamiento respetuoso de la bibliografía y por todo lo que promueve con su incansable dinamismo estoy convencido de que sólo cabe una cálida felicitación al autor principal de la obra.

Asimismo, cabe expresar un homenaje a la Dirección Nacional del Servicio Geológico Nacional al disponer la publicación en sus Anales de toda la información reunida en las Hojas La Ramada y Aconcagua dando a publicidad una obra que la prestigia y consolida una meritoria tradición geológica institucional.

Edgardo O. Rolleri
Facultad de Ciencias Naturales y Museo
Universidad Nacional de La Plata

NOTAS NECROLÓGICAS

† Carlos Ruiz Fuller (1916-1997)

Hace ya más de un año, el 28 de marzo de 1997, que nos dejó esta señera figura de la geología chilena.

Don Carlos nació en Valparaíso un 23 de septiembre de 1916 y egresó, ya en 1940, como Ingeniero de Minas de la Universidad de Chile. Desde sus comienzos en el servicio público demostró una clara inclinación hacia la geología, disciplina entonces aún ligada a lo que podían hacer sólo escasos profesionales extranjeros. Se inició en el Departamento de Minas y Petróleo, dando a conocer precursoras observaciones mineras y petrológicas en la entonces casi desconocida región de Aysén. Prosiguió en un par de empresas mineras públicas para luego pasar a ser Jefe de la Sección Geología de la Corporación de Fomento de la Producción, Subsecretario de Minería (1954-1957) y primer Director Ejecutivo del Instituto de Investigaciones Geológicas (1958-1970).

Esta última institución fue organizada por Carlos Ruiz en estrecha colaboración con profesionales del Servicio Geológico de Estados Unidos, las primeras hornadas de geólogos chilenos y otros ingenieros de minas que -como él- derivaron desde un comienzo hacia la geología. El Instituto no sólo comenzó el mapeo sistemático del país sino que también fue precursor de estudios temáticos en minería, paleontología, hidrogeología, aplicada a la ingeniería, geoquímica, geofísica y geocronología. Algunos de estos trabajos "precursores" han pasado, lamentablemente, a ser lo único disponible en su campo. Publicación cumbre de este período fue su "Geología y yacimientos metalíferos de Chile", escrita en conjunto con sus más cercanos colaboradores y por el cual recibió el Premio Atenea en la Universidad de Concepción.

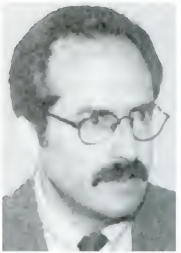
El torbellino socio-político de los 70 lo alejó del servicio público, llevándolo a prestar sus servicios a la Union Oil y las Naciones Unidas. Su docencia jornada parcial de los 60 es retomada como profesor titular de jornada completa en la Universidad de Chile a mediados de los 80. Durante este período actualiza, junto con Federico Peebles, su libro anterior. Sólo la agudización de las dolencias que terminarán por abatirlo lo alejará de las aulas.

Carlos Ruiz fue incorporado como miembro honorario del Instituto de Minas y del Colegio de Geólogos en 1988. Recibió además la medalla de oro que otorga dicho Instituto y la del American Geological Institute en 1965.

Con don Carlos no sólo parte un "geólogo honorario" que marcó rumbos en las tardíamente nacientes geociencias de Chile. Parte un gran director de servicio que ejercía su don de mando con prudencia y criterio. Nos deja también un caballero y el último de "los viejos" que conocía cada una de nuestras innumerables minas, hoy en su mayoría aterradas. Permítaseme finalizar con un anécdota que lo retrata como merece. Recorríamos en 1967, como parte de la asignatura Geología Económica que dictaba don Carlos, el distrito de Carrizal Alto, al sur del desierto de Atacama. Mientras el curso examinaba los desmontes de una mina, mi compañero de curso, Josef Ambrus escucha conversar a dos pirquineros: "Sabís que más, mejor nos vamos, este gallo sabe mucho más que nosotros". Concuerdo con lo que Josef esa noche aseveraba, difícilmente puede haber un mayor halago para un geólogo económico.

Estanislao Godoy P.-B.
Servicio Nacional de Geología y Minería
Santiago, Chile

† Miguel Angel Uliana (1944-1997)



Como regularmente lo hacíamos, estabamos concentrados en la elaboración de varios proyectos y, al mismo tiempo, preparando varios trabajos para publicar. Sin embargo ahora, como único autor, me encuentro escribiendo estas líneas sobre mi amigo Miguel, quien el 1 de julio de 1997 se alejó de nosotros en forma repentina e inesperada para siempre.

Nació en Comodoro Rivadavia el 30 de enero de 1944 y su infancia transcurrió en un medio vinculado con la industria del petróleo, puesto que su siempre recordado padre era por esos tiempos administrador de Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Luego de vivir en diferentes campamentos de YPF, en Neuquén y Mendoza, estudió en la Universidad Nacional de La Plata donde primero obtuvo su título de Licenciado en Geología (1966) y luego el de Doctor en Ciencias Naturales, Orientación Geología (1979). Becado por YPF, obtuvo también el título de Ingeniero en Petróleo, otorgado por la Universidad de Buenos Aires (1968).

Su carrera profesional comenzó en Yacimientos Petrolíferos Fiscales (1968-1978), viviendo en Neuquén y Buenos Aires. Se trasladó luego a Río de Janeiro para trabajar en el Laboratorio Central de Exploración de Petrobrás (1978-1980) y volvió a la Argentina como "Geólogo Regional" de Esso Exploradora. En 1982 fue transferido por un año a Esso Inter-América, ubicado en Coral Gables-Florida (EE.UU.), de donde pasó a desempeñarse como *Research Associate Geologist* en Exxon Production Research Co., con base en Houston, hasta ocupar el cargo de *Associate Geologist* de Esso Exploration en 1986. Ese año, en que retornó a la Argentina, comenzó a desempeñarse en cargos gerenciales de Exploración y de Proyectos Especiales en Astra C.A.P.S.A.

De 1969 a 1973 formó parte la Comisión Geológica N° 1 de la Gerencia de Exploración de YPF, en la Cuenca Neuquina. Durante ese tiempo recorrió toda la cuenca levantando perfiles de detalle, mapeando ya sea en la faja plegada, o bien, en áreas que podrían considerarse menos atractivas como la zona de norte Río Negro, suroeste de La Pampa y este del Neuquén.

Como en todo lo que hacía, siempre puso el mismo énfasis y tenacidad para obtener lo máximo posible. Por donde pasó y por más que geológica y/o geográficamente una zona fuera agreste y sin buenos afloramientos ("amarga", como él solía decir), siempre le "sacó el jugo" a las rocas y supo "levantar" evidencias que posteriormente le permitieron desarrollar y publicar conclusiones originales. Cierta vez en YPF un supervisor le objetó a Miguel el hecho de que había revisado afloramientos fuera de una zona de estudio prefijada, obviamente tratando de descifrar la geología del subsuelo, para lo cuál la respuesta fue clara: "yo voy a donde están las piedras".

A lo largo de más de 30 años de experiencia, su trabajo profesional estuvo dedicado al análisis y exploración de cuencas sedimentarias, enfocado principalmente a la búsqueda de prospectos exploratorios. Para llevar a cabo dicha tarea hizo geología regional y de detalle, tanto de superficie como de subsuelo, apoyado en la sismoestratigrafía y en el análisis de facies clásticas y carbonáticas. En los últimos tiempos, la actividad profesional lo había llevado efectuar evaluación de proyectos, tanto de exploración como de desarrollo A raíz de ello, un consorcio internacional liderado por Astra C.A.P.S.A. obtuvo la adjudicación de dos importantes bloques en Venezuela (Quiamare-La Ceiba y Mene Grande). Al mismo tiempo, dirigía los trabajos que se realizaban en la oficina de Apex Petroleum, Inc., una subsidiaria de Astra C.A.P.S.A. con sede en Denver, Colorado (EE.UU.).

Como consecuencia de esa carrera profesional, capacidad y, especialmente por su carácter tenaz y por la intensidad de sus investigaciones, tuvo resultados muy fructíferos al tener contacto y estudiar la mayoría de las cuencas petrolíferas de Argentina, Brasil, Chile, Ecuador, Perú, Bolivia, Colombia y, últimamente, Venezuela. Siempre enfocado a la exploración de hidrocarburos, tuvo además la oportunidad de llevar a cabo el estudio de correlación regional y análisis de la historia deposicional de cuencas localizadas en Israel, Jordania, Siria, Turquía, Iraq, Irán, Arabia Saudita, Quatar, Omán, Emiratos Arabes Unidos, Yemen del Norte, Egipto, Rusia y Kazakhstan. Otro tanto hizo en el sudeste asiático cuando llevó a cabo la evaluación geológica integrada de las cuencas petrolíferas de Indonesia, Malasia, Borneo, Filipinas, Tailandia y Vietnam.

El mayor énfasis y esfuerzo lo puso en la investigación dedicada a desentrañar la evolución de las cuencas sedimentarias y los cambios paleogeográficos de los continentes. Para ello, hechó mano de muchas ramas de las ciencias geológicas, de las cuales la

estratigrafía, el análisis de facies y la geotectónica fueron sus favoritas. Para aquellos que tuvimos la suerte de trabajar con Miguel, fue siempre llamativo la claridad con la que identificaba y resolvía los diferentes problemas geológicos que debían ser dilucidados para poder llegar a entender la evolución de los procesos "siempre en las cuatro dimensiones" (espacio y tiempo), como él decía. Una vez que terminaba de revisar exhaustivamente la bibliografía efectuaba la interpretación de los datos y luego de escribir conclusiones, aunque fueran parciales, las leía y preguntaba "¿qué tal te suena?", dispuesto a escuchar críticas o comentarios. Algo notable siempre ocurría cuando estabamos en medio del análisis de alguna cuestión geológica, era el hecho que nos bastaban pocas palabras para entendernos mutuamente y seguir avanzando en el problema.

Su pasión por la geología y su incesante tarea de investigación lo llevaron a participar en muchos congresos y reuniones científicas, nacionales e internacionales, ya sea aportando trabajos realizados por él, o bien en la organización y/o en los comités científicos, dedicándose a la revisión de los trabajos presentados. Muchos autores, cuyos trabajos fueron revisados desinteresadamente por Miguel, o bien, cuando efectuaba la lectura preliminar de sus manuscritos, saben bien como algunas veces lo que hacía era prácticamente replantear los originales, aportando información, elucubraciones y bibliografía sobre el tema en cuestión. Así en 1997 el Comité Editor de la prestigiosa American Association of Petroleum Geologists lo había galardonado como el mejor árbitro del año 1996.

Además de ser miembro de la entidad antes mencionada, era de la Asociación Geológica Argentina, Asociación Paleontológica Argentina, Instituto Argentino del Petróleo y Gas, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, American Geophysical Union y de la Geological Society of America. Además de recibir los boletines y revistas editadas por esas instituciones, estaba suscrito a numerosas publicaciones que lo mantenían permanentemente actualizado. Muchos tuvimos la oportunidad de leer trabajos previamente leídos por él, en los que habían sido resaltados conceptos de interés con el característico lápiz *non-photo blue*.

Como investigador nato y buscador insaciable de alguna verdad razonable y creíble, utilizó los conceptos más avanzados. Sin duda alguna, Miguel abrió muchos senderos de investigación geológica por los que transitaremos durante algún tiempo más.

Así como era de refinado su análisis científico, lo era también su personalidad, caracterizada por su gran amabilidad y, fundamentalmente, una amistad inquebrantable. Siempre se las arreglaba para encontrar la forma de ver el lado positivo de las personas, cosas y situaciones, por más adversas que parecieran. Disfrutaba la posibilidad de conocer las costumbres y las comidas de otros países y culturas, lo que sumado a su buen humor, lo hacía un excelente compañero de viaje. Las dos veces que le tocó vivir en otros países, se dedicó a aprender rápidamente el idioma e interiorizarse de las nuevas pautas culturales. Su habilidad para hablar inglés, con fuerte dominio de los aspectos culturales, era tal que en varios congresos internacionales presencié como los colegas de los EE.UU. se sorprendían cuando él les decía que era argentino. Utilizando tanto el español como el inglés tuvo una facilidad y rapidez increíble para jugar con las palabras, deformándolas o creando nuevas y, como resultado de su poder de observación y agudo sentido del humor, creaba increíbles sobrenombres para cosas o personas.

Con Ana María, su esposa, compartían profundamente sus delicados gustos y su pasión, tanto en las cosas de la vida cotidiana, la familia, como en la actividad científica. Era sorprendente escuchar a Miguel contando, con detalle y admiración, sobre la rigurosidad y nivel que Ana imponía a su trabajo investigación.

Sus queridos hijos, Elenora (28) Santiago (25) y María (17), a los cuales conozco personalmente y mucho más por las charlas que teníamos con Miguel, heredaron gran parte de su carácter y temple. Estoy seguro que con el paso del tiempo se encontraran desarrollando sus vidas profesionales y de investigación con el mismo estilo apasionado de Miguel y, en ese momento, terminarán de comprender por qué gran parte de su tiempo lo dedicó a la geología.

A lo largo de 25 años, Miguel escribió muchos trabajos sobre análisis de cuenca y vinculados con la geología del petróleo. Si bien la mayoría permanecerán en los archivos confidenciales de las compañías en que el trabajó, su gran dedicación lo llevó a preparar alrededor de 30 publicaciones. Con la esperanza de no haber cometido alguna omisión, adjunto una lista de donde se desprende la temática preferida de Miguel. Dos trabajos más que estábamos preparando, uno sobre la Cuenca del Golfo San Jorge, prácticamente terminado, y otro relacionado con las rocas madres de la cuencas petrolíferas de Argentina, en ejecución, serán enviados para su publicación a lo largo del año 1998.

1972. CAZAU, L. B. y ULIANA, M. A., El Cretácico Superior continental de la Cuenca Neuquina. Actas 5° Congreso Geológico Argentino, 3: 131-163.

1974. ULIANA, M. A. y CAMACHO, H. H., Estratigrafía y paleontología de la Formación Vaca Mahuida, Provincia de Río Negro. Actas 1° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Opera Lilloana, 2: 357-373.

1974. ULIANA, M. A. y ROBBIANO, J. A., Psudopliegues de la Formación Collon Cura en Cañadón Quiñi Huao

(Puesto Vidono) y Piedra del Aguila (Cerro Bayo), Provincia de Río Negro y Neuquén, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 29(2): 213-222.

1975. ULIANA, M. A., DELLAPÉ, D. A. y PANDO, G. A., Estratigrafía y sedimentología de las sedimentitas Rayosianas (Cretácico Inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza). Actas 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 1: 177-196.

1975. DIGREGORIO, J. H. y ULIANA, M. A., Plano Geológico de la Provincia de Neuquén en escala 1:500.000. Actas 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 4: 69-93.

1976. SCHILLATO YANE, G. J., ULIANA, M. A. y PASCUAL, R., Un Melagonychidae (Edentata, Pilosa) del Plioceno de la Provincia de Río Negro (República Argentina). Su importancia bioestratigráfica y paleogeogeográfica. Actas 6º Congreso Geológico Argentino, 2: 579-592.

1977. ULIANA, M. A., DELLAPÉ, D. A. y PANDO, G. A., Análisis estratigráfico y evaluación del potencial perolífero de las Formaciones Mulichinco, Chachao y Agrio. Cretácico Inferior, Provincia de Neuquén y Mendoza. Revista Petrotecnia del Instituto Argentino del Petróleo, 16 (1-2): 31-46, (3): 25-33.

1978. ULIANA, M. A., Estratigrafía del Terciario de la Provincia de Neuquén. En: Rolleri, E.O (Ed.): Geología y Recursos Naturales del Neuquén. Relatorio 7º Congreso Geológico Argentino, 67-83.

1979. ULIANA, M. A., Geología de la región comprendida entre los ríos Colorado y Negro, provincias de Neuquén y Río Negro. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Natutales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.

1979. DELLAPÉ, D. A., PANDO, G. A., ULIANA, M. A. y MUSACCHIO, A., Foraminíferos y ostrácodos jurásicos en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la Ruta 40 (Provincia del Neuquén, Argentina), con algunas contribuciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. Actas 7º Congreso Geológico Argentino, 2: 489-510.

1979. ULIANA, M.A, MOMBRÚ, C. A. y BERCOWSKI, F., Los abultamientos calcáreos del Cretácico Inferior - Surmendocino. Actas 7º Congreso Geológico Argentino, 2: 695-709.

1979. DELLAPÉ, D. A., MOMBRÚ, C. A., PANDO, G. A., RICCARDI, A. C., ULIANA, M. A. y WESTERMANN, G. E., Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Obra Centenario Museo La Plata, 5: 81-105.

1979. MOMBRÚ, C. A. y ULIANA, M. A., Esquema tectosedimentario de las cuencas mesozoicas de Mendoza y Neuquén. Actas 7º Congreso Geológico Argentino, 2: 239-256.

1979. BETTINI, F. H, POMBO, R. A., MOMBRÚ, C. A., y ULIANA, M. A., Consideraciones sobre el diastrofismo andino en la vertiente oriental de la Cordillera Principal, entre los 34° 30' y los 37° latitud sur. Actas 7º Congreso Geológico Argentino, 1: 671-684.

1980. ULIANA, M. A. y MUSACCHIO, E. A., Microfósiles calcáreos no marinos del Cretácico Superior en Zampal, Provincia de Mendoza, Argentina. Ameghiniana, 25 (1-2): 111.

1980. DIGREGORIO, J. H. y ULIANA, M. A., Cuenca Neuquina. En: Turner, J.C.M. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 2: 985-1032.

1981. ULIANA, M. A. y DELLAPÉ, D. A., Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión Maastrichtiana-Eoterciaria del Engolfamiento Neuquino. Actas 8º Congreso Geológico Argentino, 3: 357-376.

1982. MITCHUM, R. M. y ULIANA, M. A., Estratigrafía sísmica de las formaciones Loma Montosa, Quintuco y Vaca Muerta, Jurásico Superior y Cretácico Inferior de la Cuenca Neuquina. Actas del Primer Congreso Nacional de Hidrocarburos, Petróleo y Gas, Conferencias: 439-484.

1984. FRANCHI, M. R., NULLO, F. E., SEPÚLVEDA, E. G. y ULIANA, M. A., Las sedimentitas terciarias. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro. Relatorio 9º Congreso Geológico Argentino, 215-266.

1985. MITCHUM, R. M. y ULIANA, M. A., Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences, Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina. En: Berg, O. R. y Woolverton, D. G. (Eds.): Seismic stratigraphy II. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 39: 255-274.

1985. ULIANA, M. A., BIDDLE, K. T., PHELPS, D. W. y GUST, D. D., Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de América. Revista de la Asociación Geológica Argentina 40 (3-4): 231-253.

1985. GUST, D. A., BIDDLE, K. T., PHELPS, D. W. y ULIANA, M. A., Associated Middle to Late Jurassic volcanism and extension in southern South America. Tectonophysics, 116: 223-253.

1987. ULIANA, M. A. y BIDDLE, K. T., Permian to Late Cenozoic evolution of northern Patagonia: main tectonic events, magmatic activity and depositional trends. Proceedings Gondwana 6th Meeting, American Geophysical Union, Memoir 40: 271-286.

1986. BIDDLE, K. T., ULIANA, M. A., MITCHUM, R. M., FITZGERALD, M. G. y WRIGHT, C., The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. En: Allen, P. y Homewood, P. (Eds.): Foreland Basins. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 8: 41-61.

1988. ULIANA, M. A. y BIDDLE, K. T., Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. Revista Brasileira de Geociencias, 18 (2): 172-190.

1988. MITCHUM R. M. y ULIANA, M. A., Regional seismic analysis of Upper Jurassic-Lower Cretaceous carbonate depositional sequences, Neuquén Basin-Argentina. En: Bally, A. W. (Ed.): Atlas of seismic stratigraphy. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 2: 206-211.

1989. LEGARRETA, L. y ULIANA, M. A., Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of backarc basin fill. Central Argentine Andes. En: McDonald, D. I. M. (Ed.): Sea level changes at active plate margins. International Association of Sedimentology, Special Publication, 12: 429-450.

1989. ULIANA, M. A., BIDDLE, K. T. y CERDÁN, J. J.,

Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. En: Tankard, A. J y Balkwill, H. R. (Eds.): Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46: 509-614.

1990. CERDÁN, J. J., GALEAZZI, J. S., ENRIQUE, J. D., JOUGLARD, A. I., PERROT, C. J. y ULIANA, M. A., Sísmica de detalle-Interpretación integrada: claves para el hallazgo de nuevas reservas en áreas maduras. Memorias Tercer Congreso Andino de la Industria del Petróleo, 1: 27-67.

1991. LEGARRETA, L., ULIANA, M. A. y TORRES, M. A., Secuencias depositionales cenozoicas de Patagonia Central: sus correlaciones con las asociaciones de mamíferos terrestres y episodios marinos epicontinentales. Evaluación preliminar. Actas del Segundo Simposio sobre el Terciario de Chile: 135-176.

1991. LEANZA, A., GUTIERREZ PLEIMLING, A., ULIANA, M. A. y LEGARRETA, L., Paleogeographic distribution of Later Hauterivian-Early Barremian sequences of Neuquén Basin, Argentina. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Annual Meeting, Denver, Poster Presentation. U.S.A.

1992. LEGARRETA, L. y ULIANA, M. A., Late Cretaceous to Paleogene marine and coastal plain deposits in central Argentine Patagonia: A Sequence Stratigraphy Perspective. Simposio Paleógeno de Sudamérica, IGCP Project 301 "Paleogene of South America" and IGCP "Project 308 "Paleocene/Eocene boundary Events". Abstracts, 45.

1993. LEGARRETA, L., ULIANA, M. A., LAROTONDA, C. A. y MECONI, G., Approaches to nonmarine sequence stratigraphy-Theoretical models and examples from Argentine basins. En: Eschard, R. y Doligez, B. (Eds.): Subsurface Reservoir Characterisation from Outcrops Observations. 7º IFP Research Conference on Exploration Production, Special Publication, 125-143.

1993. LEGARRETA, L., GULISANO, C. A. y ULIANA, M. A., Las Secuencias Sedimentarias Jurásico-cretácicas. En: Ramos, V. A. (Ed.): Relatorio del 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso Exploración de Hidrocarburos, Geología y Recursos Naturales de Mendoza: 87-114.

1993. ULIANA, M. A. y LEGARRETA, L., Hydrocarbon Habitat in a Triassic-Cretaceous Sub-Andean setting, Neuquén Basin, Argentina. Neuquén Basin. Journal of Petroleum Geology, 16(4): 397-420.

1994. LEGARRETA, L. y ULIANA, M. A., Asociaciones de fósiles y hiatos en el supracretácico-neógeno de Patagonia, Argentina: una perspectiva estratigráfico secuencial. Ameghiniana 31(3): 257-281.

1995. ULIANA, M. A., ARTEAGA, M. E., LEGARRETA, L., CERDÁN, J. J. y PERONI, G. O., Inversion Structures and Hydrocarbons Occurrences in Argentina. En: Buchanan, J. G. y Buchanan, P. G. (Eds.): Basin Inversion. Geological Society of London, Special Publication, 88: 211-233.

1995. TANKARD, A. J., ULIANA, M. A., WELSINK, H. J., RAMOS, V. A., TURIC, M., FRANCA, A. B., MILANI, E. J., DE BRITO NEVES, B. B., EYLES, N., SKARMETA, J., SANTA ANA, H., WIENS, F., CIBRIAN, M., LÓPEZ PAULSEN, O., GERMS, G. J. B., DE WIT, M. J., MACHACHA, T. Y MILLER, R. McG., Structural and tectonic controls of basin evolution in Southwestern Gondwana during the Phanerozoic. En: Tankard, A. J., Suárez Soruco, M. y Wélsink, H. J. (Eds.): Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 62: 5-52.

1996. LEGARRETA, L. y ULIANA, M. A., The Jurassic Succession in West-central Argentina: Stratal Patterns, Sequences and Paleogeographic Evolution. Paleogeography, Paleoclimatology and Paleoecology, 120: 303-330.

1996. BIDDLE, K. T., SNAVELY III, P. D. y ULIANA, M. A., Plateau de las Malvinas. En : Ramos, V. A. y Turic, M. A. (Eds.): Geología y Recursos Naturales de la Plataforna Continental Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 13: 225-252.

1997. PORTA, R., GALEAZZI, J. S., SADLER, P., RISI, D., LEGARRETA, L., ULIANA, M. A. y MITCHUM, R. M., Stratigraphic anatomy of shelfal Miocene reservoirs: Western Maturín Basin, Venezuela. En: Shanley, K.W. (Ed.): Shallow marine and nonmarine reservoirs. Sequence Stratigraphy, Reservoir Architecture and Production Charateristics. Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, 18th Annual Research: 209-224.

LEGARRETA, L. y ULIANA, M. A., en prensa. Anatomy of Hinterland Depositional Sequences: Upper Cretaceous Fluvial Strata, West-central Argentina. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication.

LEGARRETA, L. y ULIANA, M. A., en prensa. Jurásico y Cretácico de la Cuenca Golfo San Jorge. Facies Sedimentarias. Mapa de la Geología Regional Argentina.

LEGARRETA, L. y ULIANA, M. A., en prensa. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal. Facies Sedimentarias. Mapa de la Geología Regional Argentina.

L. Legarreta
Petrolera Argentina San Jorge
Buenos Aires

† Bruno Alberto Juan Baldis (1937-1997)

El 27 de mayo de 1997 falleció en la ciudad de San Juan el Dr. Bruno Baldis produciendo una irreparable pérdida al ámbito científico argentino . Había nacido en la ciudad de Buenos Aires el 27 de marzo de 1937, cursando estudios secundarios en el Colegio Nacional, donde obtuvo en 1955 el diploma de bachiller y en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires en los que logró el título de Licenciado en Ciencias Geológicas (1963) y el grado de Doctor en Ciencias Geológicas (1970).

Quienes tuvimos la oportunidad y satisfacción de trabajar con Bruno, supimos que su profunda vocación por las Ciencias Geológicas no terminaba en una mera descripción estratigráfica o paleontológica. Dueño de una infatigable capacidad creadora trataba de rescatar en cada fragmento de roca o en cada fósil la información que le permitiera interpretar la historia geológica de nuestra Argentina, de nuestro continente y, por qué no decirlo, del planeta.

En oportunidad de un homenaje al Dr. Horacio Harrington, Baldis hizo referencia a palabras de su antiguo profesor, a quien admiraba y tal vez se identificaba, destacando que le atraía la tectónica y que para poder interpretarla necesitaba estudiar paleontología. Y Bruno siguiendo ese camino también se dedicó a la paleontología para poder desarrollar conceptos de geología estructural. Sirva esto para recordarlo como uno de los paleontólogos de mayor relieve sobre la problemática del Paleozoico inferior y también señalarlo como uno de los notorios geólogos argentinos que se abocó a resolver las cuestiones interpretativas de la tectónica regional de la Precordillera, llevándola incluso a nivel continental.

Entre 1966 y 1970, junto al Dr. A. Mingramm, trabajó en YPF desarrollando metodologías innovadoras en el análisis de cuencas, especialmente en lo referido a la Precordillera. Precisamente sobre este tema desarrolla su tesis doctoral generando conceptos nuevos acerca de los corrimientos de la faja central precordillerana. También en el mismo lapso comienza sus estudios sobre los fósiles paleozoicos y se desempeña como docente de la Facultad de Ciencias Exactas de la UBA. A partir de 1971 se incorpora como investigador al CONICET, continuando sus trabajos investigativos sobre el Paleozoico de la Precordillera en estrecha relación con los Dres. A. Amos y J. C. Turner. A partir de 1973 pasa al Museo Argentino de Ciencias Naturales profundizando sus trabajos sobre la fauna fósil del Paleozoico inferior y medio de la Precordillera y de las Sierras Subandinas. Ello se debe a que hubo de concurrir, en carácter de profesor visitante, a las Universidades de Salta, Tucumán y San Juan. Sus trabajos no solo permitían enriquecer de conocimientos a quienes visitaba, sino que le permitieron atar sólidas relaciones de amistad y de colaboración con un considerable número de colegas, lo que dio lugar a la producción de importantes contribuciones a la ciencia argentina.

Pero es 1976 el año clave de su vida. Volviendo a sus viejos amores precordilleranos, y gracias a una invitación de la Universidad de San Juan, en reiteradas oportunidades regresa a esa ciudad con el objeto de consolidar un equipo de trabajo sobre la temática regional. Ello ocurre hasta que definitivamente se radica en San Juan, en los primeros años de la década del 80, asumiendo primero la dirección del INGREPAL y luego el Instituto de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la UNSJ. También ocupaba el cargo de Profesor Titular de Geología Regional y tuvo responsabilidad en lo referente a los temas de investigación y post-grados que se desarrollaban en la carrera de Geología.

En San Juan le cupo dictar cursos de grado y post-grado como asimismo dirigir trabajos finales de Licenciatura y tesis doctorales de hoy distinguidos colegas. A ellos les impuso su mística, tratando de promover no solo los estudios de campo sino también el debate resultante, confrontado a nivel nacional e internacional. Así los llevó a efectuar postulaciones sobre identidades y correlaciones entre la Precordillera y otros ámbitos como lo son el oeste norteamericano y parte de Méjico. Estudios hechos en el límite Cambro-ordovícico permitieron reconocer una de las más importantes y espesas secuencias de algas fósiles calcáreas del mundo; como asimismo el estudio de microfacies que condujeron al hallazgo de los primeros vestigios de hidrocarburos en el Cámbrico sudamericano.

Entre 1976 y 1982 colabora en proyectos sobre tectónica global que en ese entonces se desarrollaban en la entonces Comisión Nacional de Estudios Espaciales con sede en San Miguel (Bs. As.). Ellos, en un principio apuntaron a buscar efectos producto de la

subducción de la Placa de Nazca debajo de la Sudamericana, permitiéndole elaborar novedosas ideas acerca del por qué del "silencio sísmico" en determinados sectores del país, como asimismo los fenómenos corticales y de termalismo regional resultantes de tal proceso.

A partir de entonces se abocó a la interpretación de las grandes estructuras (megafracturas) que configuraban, primeramente, el cono sur sudamericano y luego las relaciones con otras partes del continente y también con Africa. Todo esto le servía a Baldis para comprender más adecuadamente a las cuencas sedimentarias, sus procesos formacionales y las migraciones faunísticas.

Los conocimientos de Baldis no se sustentaban solo en planteos teóricos. Su participación en el Proyecto de la Litósfera de la IUGS; en el marco del Programa Internacional de Correlación Geológica (IUGS-UNESCO) o invitado por distintas universidades, fue relevante. Esto le permitió viajar gran cantidad de veces a dictar conferencias o a efectuar tareas de campo en lugares tan dispares como la ciudad de México, la selva colombiano-venezolana, el nordeste de Brasil, el desierto de Sahara en Marruecos, la costa ecuatoriana, la Great Basin de Estados Unidos, la Isla de Creta, la cordillera oriental de Bolivia, los Montes Taurus en Turquía, la costa este de Australia o la Moesia búlgara.

La experiencia acumulada le permitía emitir sentencias con fundamentos en los distintos Congresos internacionales en los hubo de asistir. Asimismo ésta lo llevó a incorporarse al Comité nacional del PICG, del cual fue su presidente, y al Board del mismo en la UNESCO representando la gran región latinoamericana. También fue miembro del Comité Internacional del Cámbrico y del Ordovícico de la IUGS y co-líder de tres proyectos del PICG vinculados con la temática de evolución de cuencas y faunas del paleozoico inferior en el ámbito gondwánico.

Entre 1986 y 1992 estuvo a cargo del equipo internacional que en el marco del programa de estudios de la Litósfera, patrocinada por la IUGS, desarrolló la Geotransecta continental: La Serena (Chile) -Río Grande (Brasil). La misma permitió desarrollar un modelo de la corteza sudamericana a latitud de 32° S, habiendo sido la misma seleccionada en el 28° Congreso Geológico Internacional como una de las 10 mejores, sobre un total de 72 presentadas. Esta situación dio lugar a una pública felicitación del Congreso de la Nación, por haber logrado tan merecido reconocimiento internacional para el país.

En los últimos años no solo continuó trabajando sobre la interpretación del borde gondwánico de Sudamérica-Africa, sus amplias plataformas y el mecanismo de fracturamiento en tiempos del Paleozoico temprano; sino que retornó al estudio de sus importantes colecciones de trilobites de la precordillera.

La muerte lo sorprendió recién cumplidos los 60 años, en un momento en que su producción científica lograba un importante reconocimiento internacional. Publicó alrededor de 130 trabajos, aparecidos en revistas y actas de congresos nacionales e internacionales y fue autor de 15 géneros y 30 nuevas especies de trilobites. Asimismo le cupo la responsabilidad de presidir el 11° Congreso Geológico Argentino que tuvo lugar en la ciudad de San Juan. Sirva esta reseña para recordar a un excelente científico, a un gran hombre y un buen amigo. Ya Bruno Baldis ha registrado su nombre entre los grandes de la ciencia argentina.

Florencio G. Aceñolaza
Facultad de Ciencias Naturales
Universidad Nacional de Tucumán

ERRATA

En el artículo de *Villar, L.M., Pezzutti, N.E., Segal, S., Barbieri, M., Ghiara, M.R. y Stanzione, D., El intrusivo alnöítico de Los Alisos, Sierras Subandinas, Departamento Iruya, Provincia de Salta, Argentina*, publicado en el volumen 52, número 4, paginas 459-468,en la *pag. 464, columna izquierda* se deben hacer las correcciones que se indican:

línea 13: donde dice "AA" debe decir "espectrometría de masa".

línea 29: debe omitirse "con una desviación estandard de 0,0001".

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

La **Revista de la Asociación Geológica Argentina** considera para su publicación Artículos originales e inéditos que versen sobre temas geológicos, especialmente los relacionados con Argentina y América del Sur.

Los derechos de autor que devenguen de la publicación de la **Revista de la Asociación Geológica Argentina** serán propiedad de la Asociación.

Se solicita a los autores que antes de la presentación de sus manuscritos lean detenidamente el artículo "Preparación de manuscritos para la Revista de la Asociación Geológica Argentina", publicado en el número 1 del tomo 47.

Sólo se recibirán manuscritos que se adecuen a estas normas. Todos los manuscritos presentados para su publicación serán sometidos a un sistema de arbitraje, cuya finalidad es mantener una calidad adecuada de los artículos a publicar.

Presentación del manuscrito

El texto del manuscrito mecanografiado, incluidas las explicaciones de las figuras y tablas, se entregará por triplicado. Se presentará además el original de cada figura y tabla y dos copias adicionales de cada una de ellas, reducidas al tamaño de publicación. Los manuscritos serán enviados a:

Subcomisión de Publicaciones
Asociación Geológica Argentina
Maipú 645, 1° piso, 1006 Buenos Aires

Se recibirán trabajos escritos en idioma castellano o inglés. Los manuscritos deberán estar escritos a máquina o impresos en papel tamaño A4 o carta, sobre una sola cara de cada hoja, a doble espacio y con márgenes amplios a cada lado. La extensión completa de cada artículo, no deberá ser mayor de 15 páginas impresas.

La primera página del manuscrito incluirá el título, el nombre de los autores y su dirección postal completa.

La segunda página incluirá un resumen, consistente en un único párrafo con un máximo de 250 palabras. Para artículos escritos en castellano el resumen será en idioma inglés y se titulará "Abstract", e irá precedido por una traducción del título del trabajo al inglés. Trabajos escritos en inglés llevarán además un resumen en castellano con una traducción del título a ese idioma.

El texto del trabajo comenzará en la tercera página y deberá observarse en general el siguiente orden de planificación: introducción, métodos, resultados, discusión, conclusiones, agradecimientos y trabajos citados en el texto.

El material gráfico se presentará como figuras y tablas, numeradas correlativamente y todas ellas citadas en el texto. Deberán tenerse en cuenta en todos los casos las dimensiones de la caja de la Revista, es decir, 18x23 cm. Se permitirá sin cargo una página de ilustraciones (figura o tabla) cada 3 páginas de texto impreso.

Las explicaciones de cada figura o tabla se incluirán como texto corrido en hoja aparte al final del texto.

Trabajos citados en el texto

Esta lista comenzará en una nueva página. Debe estar completa y existir exacta correspondencia entre los artículos citados en el texto y los listados. Debe prestarse especial atención al formato, orden y puntuación, de acuerdo con los ejemplos siguientes. Todos los nombres de publicacionés periódicas deben escribirse completos, sin abreviaturas. No usar números romanos. Deben figurar la primera y última página de cada artículo (aún de los trabajos inéditos). Para los libros debe agregarse el nombre del editor y el lugar (ciudad) de edición.

Angelelli, V. y Fernández Lima, J. C., 1972. Ciclos metalogenéticos de la Argentina. En: Leanza, A. F. (Ed.): Geología Regional Argentina, pp. 797-813. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Angelelli, V. y Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. Actas 2° Jornadas Geológicas Argentinas, 1 [=Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18. Tucumán.

Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64. Buenos Aires.

Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (Inédito).

Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneao y Maipo. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(2): 147-176. Buenos Aires.

Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(4): 347-408. Buenos Aires.

Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. y Smith, D. G., 1990. A geologic time scale 1989. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Separados

No se entregarán separados sin cargo. Los autores podrán encargar separados en el momento de corregir las pruebas de imprenta.

Costos a pagar por el autor

Los costos por exceso de páginas o ilustraciones, por correcciones en pruebas no presentes en el original, o por separados deberán ser abonados por el autor antes de la publicación del artículo.

Autores

Los autores de los artículos publicados deberán ser Socios de la Asociación Geológica Argentina.

La impresión del presente número fue posible gracias al apoyo económico de los siguientes benefactores:

Augusto P. Calmels

YPF S. A.

AMOCO Argentina Oil Co.

BHP-Utah International Exploration Inc.

Borax Argentina S. A.

Petrolera Argentina San Jorge

y a los aportes de:

S. Archangelsky

J. L. Bianchi

C. A. Gentili

A. R. Gramajo

R. L. Moreno

E. R. D. Saccone

W. Volkheimer

Realización gráfica:
Mirta N. Fernández.
Cno. Gral. Belgrano esq. 493 bis, Gonnet, La Plata.

Se terminó de imprimir el 30 de marzo de 1998
en los talleres del Instituto Salesiano de Artes Gráficas,
Don Bosco 4053, Buenos Aires.

GUIDELINES FOR AUTHORS

The **Revista de la Asociación Geológica Argentina** publishes original and unpublished manuscripts on any research field of the geological sciences, especially those related to the geology of Argentina and South America.

Copyright to all papers published in the **Revista** belongs to the Asociación Geológica Argentina.

More detailed instructions to authors were published in vol. 47 (1): 124-128 of the Revista.

Manuscripts not adhering to format will be returned to authors for correction befor entering the editorial process. All papers submitted to the Revista are read critically by at least two referees befor they are accepted for publication.

Preparation of manuscripts

Submit three copies of the manuscripts, including captions of figures and tables. All original illustrations must be submitted, plus two additional copies at publication size.

Manuscripts must be submitted to:
Subcomisión de Publicaciones
Asociación Geológica Argentina
Maipú 645, 1° piso, 1006 Buenos Aires,
Argentina

Manuscripts in English or Spanish are acceptable. They must be submitted on either 21.5 X 28.0 cm (8 1/2 X 11 in.) or A4 standard weight paper. Manuscripts must be laser printed or letter-quality typed on only one side of plain white paper. Avoid small font sizes; double space throughout, including references and table and figure descriptions and provide ample margins. A limit of 15 published pages is placed on all papers within the Revista.

The first page must include the title, names and complete addresses of authors.

The second page must include an abstract that is not to exceed 250 words. For manuscripts in Spanish the abstract must be in English, beginning with a translation of the title. Manuscripts written in English must include a translation of the title and an abstract in Spanish.

The text must start on the third page. Organization of the paper should be: introduction, methods, results, discussion, conclusions, acknowledgments, and references.

All illustrations, whether line drawings or photographs, are termed figures. Identify each with the author's name and number them consecutively in the sequence of their first appearance, at the bottom, outside the image area. To prepare the illustrations publication size should be considered. These sizes are: full page 18x23 cm; double column: 18 cm; single column: 8.5 cm. Number of free pages of figures and tables is limited to one for every three printed pages of text. Explanations of figures and tables must be included on separate pages at the end of the manuscript.

References

References must begin on a separate page at the end of the manuscript. All references mentioned in the text, figures, captions, tables and appendixes must be listed. Only references cited in the paper must be listed. Particular care should be given to reference format, order and punctuation, according to the examples given below. For references with two authors, list alphabetically by first author and then alphabetically by second author. For references with more than two authors, list alphabetically by first author and then chronologically, earliest year first. Do not abreviate journal titles of book publishers in references. Do not use roman numbers. For books include the name of editor and the city of publication.

Angelelli, V. y Fernández Lima, J. C., 1972. Ciclos metalogenéticos de la Argentina. En: Leanza, A. F. (Ed.): Geología Regional Argentina, pp. 797-813. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Angelelli, V. y Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. Actas 2° Jornadas Geológicas Argentinas, 1 [=Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18. Tucumán.

Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64. Buenos Aires.

Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (Inédito).

Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneao y Maipo. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(2): 147-176. Buenos Aires.

Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(4): 347-408. Buenos Aires.

Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. y Smith, D. G., 1990. A geologic time scale 1989. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Reprints

Reprints must be ordered when returning the corrected page proofs.

Costs to be paid by authors

Cost for excesses of pages and figures, changes in the page proofs or reprints must be paid when returning the proofs.

Authors

To publish a paper in the Revista the author must be a member of the Asociación Geológica Argentina. In papers by two or more authors, at least half of them must be members of the Asociación Geológica Argentina.

REVISTA DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

ISSN 0004-4822

Volumen 53 - Número 1 - Págs. 1-144
Buenos Aires - Marzo 1998

Registro de la Propiedad
Intelectual 908558

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Maipú 645, piso 1, 1006 Buenos Aires, Argentina
Fax 54-1-3253104